

Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine.

Von Franz Angel (Graz)

Die nachfolgende Zusammenstellung soll zusammenfassen und nachweisen, was wir an chemischen Daten über die Hochalm-Ankogel-Gesteine derzeit wissen. Sie soll ferner Verbindung halten zum Kornsortenaufbau der Gesteine dieses Gebietes und so zu einer Grundlage der Petrochemie des Gebietes werden, nachdem von petrographischer Seite die Physiographie, von geologischer die Tektonik weit vorgetrieben worden ist. Ganz bestimmte Fragen der letztgenannten beiden Forschungszweige erfahren dadurch eine neue, quantitativ und qualitativ begründete Beleuchtung. Das Material, das sich dazu bei mir seit den klassischen Arbeiten F. Beckes angesammelt hat, wird hiemit den interessierten Fachgenossen vorgelegt.

Materialüberschau

Es werden 51 Analysen neu petrochemisch verarbeitet. Davon rühren her von:

	Anzahl	Zeichen
F. Becke (3):	24	B
A. Köhler (11):	1	K
A. Weber (20):	1	W
F. Trojer (19):	11	T
R. Staber (18):	3	St
P. Paulitsch (13, 14):	3	P
I. Zahlbruckner (22):	4	Z
F. Schaidler — v. Veren (16):	2	Sch
J. Giptner (9):	2	G

27 dieser Analysen sind neueren Datums, d. h. nicht in der Beckeschen Analysensammlung von 1913 enthalten. — Indes sind davon fünf in anderen Zusammenhängen bereits veröffentlicht, die restlichen 22 sind bis zu diesem Zeitpunkt noch unveröffentlicht. — Angeschlossen werden überdies eine Reihe von Mineralanalysen aus diesem oder dem benachbarten Gebiet, die ebenfalls zum größeren Teil noch unveröffentlicht waren, von Weber, Schaidler, Zahlbruckner, Paulitsch-Zahlbruckner.

Die Abhandlung führt ihr Material in zwei Abschnitten vor: 1. Gesteine, 2. Mineralien (Kornsorten). Die Petrochemie der Gesteine wird gegliedert in drei Abteilungen: 1. Stamm der granitischen Gesteine, 2. Stamm der Metabasite, 3. Paragesteine. In jeder Abteilung wird dem beobachteten Mineralbestand die Analyse gegenüberzustellen sein; bei den Beckeschen Beispielen verfügten wir nicht über Handstücke, die gleichzeitig Analysengut und Schliff liefern konnten, aber doch über Handstücke, die von Orten nahe den angegebenen Fundpunkten stammten, und außerdem ließen die Analysen grundsätzlich eine Ermittlung des Kornbestandes zu, für welchen heute zahlreiche physiographische Daten gute Unterlagen lieferten.

Auch war eine Ausmessungsüberprüfung an Handstücken, Photos usw. möglich.

Lesestoff

1. Angel Franz — Staber Rudolf: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wissensch. Beihefte des Österreich. Alpenvereins. Innsbruck (Wagner) 1952. 1—102. Mit geologischer Karte 1: 50.000.

2. Angel Franz — Weber Alfred: Eine Sismondin Paragenese am Kleinen Malteiner Sonnblick (Hochalm-Ankogel-Gruppe). Unveröff. Manus. Graz 1945. 1—100.

3. Becke Friedrich: IV. Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien. Natw. Kl. 75/1, 1913, 153—229.

4. Becke Friedrich: Differentiation im Zentralgneis d. Hohen Tauern. Zeitschr. Krist. 57. 1922. 55—57.

5. Becke Friedrich: Differentiationserscheinungen im Zentralgneis der Hohen Tauern. Jb. f. Min. etz. 1923/I, 234—238.

6. Exner Christof: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. I., T. M. P. M., 3. Folge. I. 1948. 197—284.

7. Exner Christof: Die Feldspatholoblasten des alpidischen Granitisationshofes im Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein. Anz. Akad. d. Wiss. Wien 1949. Math.-Natw. Kl. 267—280.

8. Exner Christof: Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radioaktivität bei Badgastein. Jb. Geol. B. A. Wien. Festband 1951. 94/2. 1—56.

9. Giptner Josef: Studien an Ostalpengesteinen. Dissertation Philos. Fak. Graz. 1940. 1—120.

10. Hödl Alfred: Über Chlorite der Ostalpen. N. Jb. f. Min. etz. BB. 77 A. 1941. 1—77.

11. Köhler Alexander: Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern. T. M. P. M. 36. 1923. 65—79.

12. Niggli Paul: Die Magmentypen. Schweiz. Min.-Petr. Mitteil. 16. 1936. 335—399.

13. Niggli Paul: Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min.-Petr. Mitteil. 16. 1936. 295—317.

14. Paulitsch Peter: Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogel-Gruppe. T. M. P. M. 3. Folge. 1948. I. 14—18.

15. Paulitsch Peter: Das schwarze Band der Tischlerspitze (Ankogelgruppe). Mitt. Natw. Ver. f. Steiermark. 81/82. 1952. 138—144.

16. Schaidler Ferdinand: Petrochemische Studien an Eklogiten und Amphiboliten der Ostalpen. Dissertation Philos. Fak. d. Univ. Graz. 1940. 1—143.

17. Schurk Ludwig: Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm-Ankogelmassiv. T. M. P. M. 33. 1914. 1—26.

18. Staber Rudolf: Die hellen Intrusivgesteine und Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Dissert. Philos. Fak. Graz. Z. 1012. 1936. 1—313.

19. Trojer Felix: Beiträge zur chemischen und petrographischen Kenntnis der Hochalm-Ankogel-Gesteine. Dissert. Philos. Fak. Graz. 1935. N. 812. 1—119.

20. Weber Alfred: Der Radiumgehalt der Gesteine aus der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math.-Natw. Kl. II a. 145. 1936. 163—173.

21. Weber Alfred: Die Feldspate in den Gesteinen der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Min.-Petr. Mitteil. 53. 1941. 1—23.

22. Zahlbruckner Inge: Die Gruppe der hellen Serizitschiefer der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Dissert. Phil. Fak. Graz. 1944. 1—360.

23. Tröger W. Ehrenreich: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompodium. Berlin 1935. 1—366.

24. Tröger W. Ehrenreich: Eruptivgesteinsnamen. (1. Nachtrag.) Fortschr. Min. etz. 23. 1938. 41—90.

Die Kornsorten-Bestände

Abkürzungen

Bestimmende Kornsorten (Bk.):

Quarz (Q), Mikroklin (Mi), Plagioklas (Plag), Klinozoisit/Epidot (Kz/Ep), Zoisit mit Epidot begriffen. — Muskowit-Serizit (Ms), Biotit/Chlorit (Biot/Chlo), Hornblende (Ho), Granat (Alm), Disthen (Cy), Calcit (Cc), Dolomit (Dol), Ankerit (Ank), MgFeSpat: Mesitin bis Pistomeait (MP).

Nebenkornsorten (Nk): Graphit i. w. S. (C), Rutil (Ru), Ilmenit (Ilm), Titanit (Tit), Hämatit (Hm), Apatit (Ap). — Vol. %

Der Granitische Gesteinsstamm

Nr.	Q	Mi	Plag	Kz/Ep	Ms	Biot/ Chlo	Andere Bk	Nk
1.	39.6	23.4 (13.7% Ab)	24.8 (8 An)		3.3	3.6/—		Ru 0.3
2.	29.2	34.7 (13.7 Ab)	33.6 (14 An)			2.4/—		
3.	33.3	16.0 (11 Ab)	23.7 (14 An)		14.3	2.5/—		Ilm. 0.2
4.	34.6	35.5 (15 Ab)	16.9 (12.5 An)	0.5/0.6	5.8	3.4/—	Alm. 1.2	Tit. 0.5 Ap 0.4
5.	33.2	19.3 (10 Ab)	36.0 (14 An)	1.15	3.9	2.0/0.8 Klino- chlor	Alm. 0.5	Ilm 0.2 Ap 0.2
6.	31.6	33.0 (12 Ab)	27.0 (— An)	2.2	—	3.7/2.0		Ru 0.1 Ap tr
7.	22.4	22.4 (10 Ab)	48.9 (10 An)	1.24	2.45	1.2/1.4 Pennin		Tit tr
8.	32.1	25.8 (13 Ab)	22.5 (12 An)	1.0	5.8	7.0/—		Tit 1.5 Ap 0.2
9.	34.6	10.0 (11 Ab)	33.2 (20 An)	—/1.0	2.1	8.0		
10.	30.1	0.3 (16 Ab)	35.1 (8 An)	—/—	16.7	—/9.4	Cc 2.60	
11.	22.2	30.3 (12 Ab)	41.1 (15 An)	—/0.6	1.8	3.7/0.4		

Nr.	Q	Mi	Plag	Kz/Ep	Ms	Biot/ Chlo	Andere Bk	Nk
12.	14.5	43.9 (29 Ab)	26 (6 An)	1.8/3.8	—	9.6/—		Hm 0.4
13.	9.2	50.0 (18 Ab)	25.5 (6 An)	—/1.8	—	10.8	Cc 3.0	
14.	17.9	40.3 (20 Ab)	24.4 (21 An)	—/1.9	—	4.8/8.8		Ilm 0.6, Hm 0.1 Tit 0.5, Ap 0.5
15.	4.2	50.6 (18 Ab)	22.7 (6 An)	1.3/1.3	—	15.3/—	Cc 4.2	Tit 0.4
17.	35.2	16.0 (16 Ab)	42.4 (14 An)		4.2	2.2/—		
18.	28.6	14.4 (16 Ab)	48.6 (16 An)	1.2	4.8	2.4/—		
19.	29.0	1.2 (10 Ab)	50.1 (21 An)	1.8	6.7	9.6/—		Tit 1.1 Ap 0.4
20.	20.9	6.0 (17 Ab)	52 (20 An)	2.8	4.0	13.2/—		Tit 0.8 Ap 0.9
21.	21.0	6.4 (10 Ab)	40.2 (18 An)	1.4	7.0	7.6/8.0		Tit 1.5
22.	20.4	11.3 (10 Ab)	37.8 (9 An)	4.0	4.6	9.5/8.8		Tit 1.4 Ap 2.5
23.	24.2	—	45.9 (30 An)	7.0	7.8	6.7/8.8		Tit 1.06
24.	17.8	—	52.4 (21 An)	6.3	—	20.5/—	Cc 0.3	Hm 0.1, Ap 0.8, Tit 1.8

Der Metabasit-Stamm

Amphibolite

Nr.	Q	Plag	Kz/Ep	Ho	Biot/Chlo	Andere Bk	Nk
25.	I	37.5 (15 An)	— 7	40.0	9/4		Ilm 1.5
26.	3	27.7 (20 An)	—/4.2	56.5	10.9/—		Tit 0.3 Ru 0.3
27.	—	24.8 (40 An)	0.2/0.4	65.4	0.2	Serizit 0.7	Tit 0.33
28.	4.4	52.3 (32 An)	1.9/2.5	29.4	9.0/—		Tit 0.5
29.	1.3	4.5 (20 An)		87.4			Ilm 6.8
30.			—/1.2	98.8			

Flötlite

Nr.	Q	Plag	Kz/Ep	Biot/Chlo	Andere Bk	Nk
31.	19·2	41·7 (22 An)	—/12	23·9/—		Tit 2·3, Pyrit 0·09, Ap 0·9
32.	15·3	39·0 (22 An)	—/8·6	19·9/—	Ms 9·81 Cc 3·5	Ilm 0·8, Ap 0·2
33.	19·5	22·2 (17 An)	—/10·8	23·0/—	Ms 14·5	Ilm, Hm 1·4, Ap 1·5
34.	7·3	35·7 (22 An)	—/20·4	34·4/—		Ilm, Hm 2·16, Ap 0·1
Melnikkar	5·44	41·8 (20 An)	—/10·9	39·5/—	Cc 1·9	Tit 0·5
Lonza	4·1	40·4 (20 An)	—/9·0	36·0/—	Ms 3·0 Cc 5·1	Tit 0·3, Ilm 0·9, Ap 1·2
Astrom- scharte	0·0	26·0 (20 An)	—/6·8	58·0/—	Ms 3·8 Cc 2·1	Tit 3·14
Schwarz- burger Weg	2·3	17·4 (20 An)	—/29·7	35·9/1·9	Ho 8·8 Cc 3·4	Ilm 0·3, Tit 0·3

Prasinite.

Nr.	Q	Plag	Kz/Ep	Ho	Biot/Chlo	Andere Bk	Nk	
35.	6·4	8·3 (Ab)	30	50·0	—/1·0	Cc +	Ru, Ilm = 4	
36.	4·5	28·6 (Ab)	25·8	15·2	7·0/15·0	Cc 3·9		
37.	8·9	8·8 (10 An)	22·7	53·8		Cc 3·8	Ilm 2·0	
		Dasselbe auf Grünsteinfazies umgestellt						
	17·4	28·6 (10 An)	—/6·5	—	—/29·3	Cc 17·4	Ilm 0·8	
38.	—	31·5 (Ab 5 Or)	30	19·1	—/22·2	Cc 2·4		

Die Paragesteine

Nr.	Q	Plag	Ms	Biot/Chlo	Sonstige Bk	Nk
39.	16·0		48·0		Alm 30, Cy 6	
40.	25·3	12·3 Ab	21·9	26·3/—	Alm 10·3	Hm, Tit 2·8, Ap 0·1
	Seebachtypus Nr. 41					

Nr.	Q	Plag	Ms	Biot/Chlo	Sonstige Bk	Nk
41.	33·6	33·1 (17 An)	8·8	6·3/—	Alm 13·2	C 0·3 (=0·38 Gew.-%)
	Aschgrauer Wniakentypus:					
	35·5	10·0 Ab	31·7	7·0/—	Hn 15·8	C 0·6
42.	48·3	—	51·6	—	—	—
43.	(Schliff) 58·1 (Analyse) 59·4	20·9 Ab 17·0 Ab	20·0 23·0	—	Ce 1·7 —	Ap 0·03 —
44.	Arltypus 25·8	24·1 Ab	46·2	—	MP 2·3	Ru0·9, Pyrit0·8, Ap 0·8
	Woiskentypus I (=Bosamertypus Becke z. T.)					
45.	30·6	18·8	30·0	—/19·6	Ce 1·3	
46.	(Analyse) 12·0 (Schliff) 10·2	1·2 1·2	10·5 20·2—15	48/— 40·3—45	Ep 23·1, Ce 3·0, Dol 1·8 Ep 20, Karbo- nate 6·5	
47.	(Analyse) 26·3 (Schliff) 21·8		19·0 24·5	25·3 (Phlogop.) 23·2	Ce 32·5 Ce 29·5	Ru tr Ap 0·8
48.	70·8	31 Ab	7·0	4·0 (Phlogop.)	Ce 15·1	Pyrit 0·1
49.	82·38		0·28		Manganankerit 3·83, Ce 13·50	
50.	1·5				Dol 88·0, Ce 10·5	
51.	0·1				Dol 93·4, Ce 6·5	

Erläuterungen und Ergebnisse.

I. Zum Abschnitt „Granitischer Gesteinsstamm“

1. Zum statistischen Erfassungsverfahren

Basis für die Auswertung einer chemischen Analyse in der Petrochemie sind landläufig stets die Molekularproportionen der Oxyde oder die Atomproportionen. Letztere wurden hier angesetzt, da man aus ihnen im kürzesten Weg alle erforderlichen Kennwerte hilden kann, und zugleich die Rückverrechnung auf Kornsortenbestände mit ihrer Hilfe bequem ist. Man beachte, daß auch für H und P die Atomproportion eingestellt ist; nur für CO₂ blieb die Molekularproportion erhalten.

Zur Darstellung kamen die Nigglichschen Gesteinsparameter; sie werden derzeit weltweit, wenn auch nicht ausschließlich angewendet und Lit. 12 gestattet die Anwendung in einem ausgebauten systematischen System, jenem der Magmatite. Ferner gestatten diese Parameter, zu den nötigen

Vergleichen das so ausgezeichnet nutzbare Trögersche Kompendium (Lit. 23) heranzuziehen. Da bisher für die Hochalm-Ankogel-Gesteine dieses Erfassungsverfahren noch ausstand, wurde eine Neuberechnung nicht allein der neuen, sondern auch der klassischen Beckeschen Analysensammlung vorgenommen und die Niggli-Parameter sind nun tabellarisch bereitgestellt.

Zur Durchrechnung wurden die abgekürzten Oxydmolekulargewichte benutzt. Von $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ also: 60, 102, 160, 72, 71, 40, 56, 62, 94, 18 und analog für andere Oxyde.

Der Kornsortenbestand wurde entweder direkt Schlifffausmessungen entnommen und mit den Ableitungen aus der Analyse konfrontiert, oder es erfolgt die Kornsortenermittlung zunächst aus Schliffen, aus der Literatur qualitativ, und auf Grund dieser Daten wurde dann eine Analyse ausgewertet, deren Originalmaterial nicht geschliffen oder hier nicht zugänglich war. — Die in den Tabellen der Kornsortenbestände angegebenen Gehalte an Ab in Kalinatronfeldspäten oder An in Plagioklasen sind solche Daten, ohne deren Kenntnis eine gute Rückrechnung der Analysen auf Kornbestände nicht möglich ist.

2. Besonderheiten der Aufgliederung

Es wird dem mit dem Stoff vertrauten Leser sogleich auffallen, daß hier anders gruppiert wird, als in der Vergangenheit.

Die Gruppe jener Gesteine, die auf magmatische Ausgangsmassen zurückgeführt werden können, ist scharf zweigeteilt: Hie der granitische, dort der metabasitische Stamm. Ehedem wurde versucht, die Gesamtheit dieser Gesteine als eine Differentiationsreihe von ultrabasisch bis extrem sauer aplitisch aufzuheben (Lit. 3, 4, 5). Davon ist abgegangen worden.

Die Metabasite, die vorgranitisch, genauer vortauerngranitisch schon da waren, zeigen noch durch ihr metamorphes Gewand hindurch die Entfaltung ihrer Arten durch magmatische Differentiation.

Die Tauerngranitmassen haben zu ihnen keine native Beziehung. Sie entfalten sich nach anderen Gesetzen, nicht durch Differentiation, sondern durch Integration: Das neue, einem differenzierten System ähnliche und vergleichbare, entsteht durch Migmatisierung i. w. S., Granitisation als Kernvorgang, an vorgegebenen Unterlagen wie Paraschiefern und Metabasiten. Es wird also hier synthetisiert. Gleichwohl aber liegen im Hochalm-Ankogelbereich zwei Stämme vor: Der metabasitische, dessen Stammvater ein gabhroides Magma war, und der granitische, dessen Stammvater der Ichor war, der vorgegebene Massen — darunter auch Metabasite — befruchtend überwältigte und so synthetisch einen Verwandtschaftskreis erzeugte, der mit einem auf differentiellen Weg erzeugten so vieles gemeinsam hat.

Wegen dieses Sachverhaltes findet man in dieser Abhandlung die Amphibolite nicht mehr im Anschluß an die Granitentfaltung, und auch die Flottite sind ausgeschieden. Beiderlei femische Formen aber finden wir im Metabasitstamm wieder, wo sie zu den Prasiniten in natürliche Stellung kommen.

Aber auch innerhalb des Granitstammes zeichnet unsere Darstellung Besonderheiten auf, die bisher kaum wo zur Sprache kamen. Dem gelten die nächsten Ausführungen.

3. Das Tauerngranit-Magma

Man betrachte die Beziehungen folgender Typenreihen aus der Hochalm-Ankogelgruppe, deren Vertreter z. T. nicht in den Analysen verarbeitet sind, sondern bloß im Dünnschliff oder am Stück (bzw. Aufschluß) mengenmäßig und qualitativ erfaßt wurden:

	1	2	3	4	5		
Qu	30	30	29.2	26.0	34.6	Vol.-%	
Mi	35.5 (12)	32.4 (12)	34.7 (13.7)	32.5 (flau)	35.5 (15)	Ab % im Perthit	
Plag.	32 (12)	37.6 (7—9)	33.6 (—14)	35.0 (—18)	16.9 (—12)	An % im Plagioklas	
Rest	2.5	—	2.4	7.30	13.0		
	6	7	8	9	10	11	
Q	41	33.2	35.2	28.6	35.1	30.5	
Mi	12 (15)	18.3 (10)	16.0 (16)	14.4 (16)	10.0 (10)	6.4 (flau)	Ab% im Perthit
Plag.	35 (12)	36.9 (14)	42.4 (6)	48.6 (14)	49.6 (10)	56.2 (12)	An % im Plagioklas
Rest	12.0	11.6	6.4	8.4	5.3	6.9	

1. Pegmatoid, Egger Alm.
2. Aplit, Melnikkar
3. Aplitgranit, Großfeldspitze
4. Grobgranit, Gößkar
5. Grobgranit Åkar
6. Grobgranit, Åkar
7. Engadinitischer Aplitgranit, Kl. Elendscharte
8. Trondhjemitischer Aplitgranit, Haitzinger Åkar
9. Trondhjemitischer Aplitgranit, Lassacher Hütte
10. Dioritaplit, Kl. Elendscharte
11. Dioritaplit, Bockmannkar

(Opt. Analysen: 1 [Angel]. — 2 bis 7 und 10, 11 [Staber]. — 8, 9 [Angel, aus Analysen berechnet].)

Diese Gesteine lassen erkennen, wie das reine Tauernmagma aussieht. Es bildet Pegmatoide, Aplite und Grobgranite (welch letztere nichts anderes sind als pegmatoide Massen von ein wenig weniger grobem Korn), aber ausgedehnte Räume erfüllen (Hölltorkogelkamm u. a.). Am prägnantesten erscheinen jene Fälle, wo der „Rest“ = Biotit, etwas Muskowit, Klinozoisit-Epidot, etwas Erz, unter 3% bleibt. Man sieht, daß die Reihe 1—5 in einen stärker kalibetonten Zweig ausläuft. Die Kornsorten variieren recht wenig in der Qualität; in flauen Mikroklinen ließ sich der Perthitanteil nicht messend bestimmen (es ginge wohl mittels Alkalianalyse). Wo der An-Gehalt der Plagioklase sprunghaft ansteigt, ist dies durch besondere

Verhältnisse bedingt, die sich im zweiten Teil der Beispielfolge, Nr. 6—11, offener zu erkennen gibt. Hier sieht man von 6 nach 11 konsequentes Ansteigen von Ab (die An-gehalte bleiben niedrig und variieren wenig), diese Seitenentwicklung wird also auf Kosten des Kali natronbetent. Daß sie schon bei Grobgraniten einsetzt, kennzeichnet die Situation; wahrscheinlich werden sich auch Pegmatoide dieser Seitenreihe finden lassen (im Tischlerkar?). Allgemein ist die Höhe des Restes gestiegen; das deutet darauf hin, daß die Seitenentwicklung unter bestimmter stofflicher Einflußnahme durch Stoffmobilisation erfolgt. Dazu paßt, daß die Plagioklase z. B. der Dioritaphite 10 und 11 je 25 bzw. 15% Klinozoisitfülle in ihrem Plagioklasmaterial haben; das ist nicht so in der ersten Reihe 1—5.

Was hier noch Aplit genannt wird, ist etwas anderes als es die Aplite der klassischen Petrographie sind: Diese sind als Schizolitbe erklärt worden, als Spaltungsprodukte eines mittleren Magmas, das sich in eine schwere dunkle Fraktion (Lamprophyrmagma) und eine leichte helle (Aplitmagma) spaltet. Daran ist hier nicht zu denken. Aber der Name kann trotzdem beibehalten werden, denn diese im Chemismus und Mineralbestand den klassischen Apliten entsprechenden Gesteine sind ja zudem auch Abspaltungen, nämlich Abspaltungen von Ichor-Natur aus einem in seinen tieferen Teilen lebhaft reagierenden Gebirges. Aber dieser Bedeutungswechsel müßte zur Kenntnis genommen werden.

Die Sachlage ist also folgende: Als Tauerngranitmagma wäre jene ichorische Stoffkonzentration und Mobilisierung zu verstehen, welche sich im reinen, unvermischten Zustand mit Pegmatoiden, Apliten und Aplitgraniten der oben durch das Quarz-Mikroclin-Albit (Oligoalbit)-Verhältnis gegebenen Konstitution manifestieren.

Alle übrigen Glieder des granitischen Gesteinsstammes kommen dadurch zustande, daß vorgegebene Massen sehr verschiedener Zusammensetzung migmatisiert und (oder) metasomatiert werden. Welcher Art diese Gesteine sind, bezeugen Altbestände, die so vielfach noch als unverdaute Gesteinsrelikte erkennbar sind (Lit. 1). Es sind darunter sowohl Paraschiefer als Metabasite.

Was dabei herausgekommen ist, zeigt die Analysentafel die korrespondierende Tafel der Kornsortenbestände.

Das Problem der Gestaltung granosyenitischer Gesteine ist eines der Teilprobleme, dem im folgenden kurz nachgegangen ist.

4. Die granosyenitischen Gesteine

Die von F. Becke untersuchten hiehergehörigen Gesteine sind in seiner Sammlung (Lit. 3) durch die Analysen vertreten, die in dieser Abhandlung die Nummern 12, 13, 15 vertreten, wahrscheinlich gehört auch 14 in diese Gesteinsgruppe.

Becke betitelt sie wie folgt:

12. (B 22) Flaseriger Granitgneis, Übergang zu Syenitgneis, Haitzinger Alm-Knappenhaus.

13. (B 24) Flaseriger Syenitgneis, Ramettenwand.

14. (B 27) Biotitreiche Schliere im porphyrtigen Granitgneis, Tauern-tunnel, Nordabschnitt.

15. (B 29) Körniger Syenitgneis, Hinteres Hiörkar.

Es sind dies jene Fälle, für welche ich den Kornsortenbestand aus den Analysen ermittelte und tabellierte. Voraussetzung für das Gelingen bildeten die genauen Angaben Stabers (Lit. 18) und Exners (Lit. 6, 8), sowie die Schliffausmessungen Stabers und deren Ergänzung durch mehrere andere Fälle von Granoxyeniten von Seiten Exners (l. c.). Danach muß die Stoffausteilung folgenden Tatsachen gerecht werden:

Die Mikrokline führen zwischen 3—30% Perthit, doch gibt es daneben auch eine kleinere Menge flauen Mikroklin ohne sichtbaren Albitgehalt. Der Durchschnitt-Albitgehalt liegt bei 16.4%.

Die Plagioklase aller drei Generationen (III, II, I Exner) zeichnen sich durch ganz geringe Anhalte aus: III nach Exner im Mittel 6.6 An, nach Staber 7.6 An, II nach Exner 4—5 An, I nur 1—3 An. Das ist für die Stoffausteilung wichtig, weil An den Al-Fresser unter den Feldspaten darstellt und darin auch dem Klinozoisit-Epidot überlegen ist.

Die Klinozoisitfülle hat Staber optisch ausgemittelt; sie beträgt in den gefüllten Feldspaten 7.5 Vol.-% im Durchschnitt, aber ein bedeutender Teil der Plagioklasmenge ist ungefüllt, so daß die hohe Ziffer, umgerechnet auf das ganze Gestein, stark absinkt. Ich habe diese Ziffern für die Staberschen Schliffanalysen nachberechnet und in die Tabelle eingefügt. — Der Epidot der Hornblende-Pseudomorphosen fällt im Schliff stärker auf, als seiner Menge entspricht: Durchschnittswert 5.25%; Einzelwerte für Epidot 1.1—9.25, Zoisit 0—1.87. Bei hohen Epidotwerten zeigt das Gestein wenig CaCO_3 , bei niederen ist es umgekehrt!

Magnetit und Pyrit treten in so geringer Menge auf, daß sie in den optischen Analysen nicht zur Geltung kommen können, ebenso Rutil. Orthit ist immer als Epidotkern zugegen; Hämatit verwächst mit Biotit in geringer Menge. Apatit hat normales Ausmaß.

Ganz charakteristisch sind: Niedere Quarzeträge; Chlorit ersetzt den Biotit, der das einzige durchgängige „dunkle Mineral“ darstellt, in den behandelten Fällen überhaupt nicht, ansonst nur in geringem Ausmaß und unter besonderen Umständen. Muskowit kommt als bestimmende Kornsorte nicht vor, bzw. auch nur in Sonderfällen, die hier nicht zur Erörterung stehen; Füllungszerisit fällt in der Menge noch mehr zurück als der Füllungs-Klinozoisit. Es liegt eine Messung von Staber vor, der in einer Füllung mit 7% Klinozoisit 3% Füllungszerisit auszählte.

Nr.	Stabers Statistik					Angelaus Becke-Analysen			
	82	86	87	89	120	15	12	13	14
Q.....	3.8	7.9	13.4	12.1	15.4	4.2	14.5	9.2	17.9
Mi-Perthit ...	50.0	43.4	43.9	50.8	42.1	50.5	43.9	50.0	40.3
Perthit-Ab ..	(12)	(20)	(20)	(20)	(3—10)	(16)	(29)	(18)	(20)
Plagioklas ...	38.6	29.6	24.8	19.3	15.4	22.7	26.0	25.5	24.4
An-Gehalt ...	(6)	(11)	(17)	(5)	(11)	(8)	(6)	(6)	(21)
Füllungs-Kz.	1.5—2	1—2	0.4—0.5	0.9—1.2	0.5—0.7				
Epidot/Zois.	2.0	8.2	4.9	9.3	6.7	2.6	5.16	1.8	1.9
Biot.....	4.5	10.8	11.5	8.2	18.2	15.3	9.6	10.8	13.6
Ce.....	0.9	—	1.1		0.8	4.2		3.0	
Tit. usw.....	0.4	0.2	0.3	0.4	1.4	0.4	0.4		1.7
						Hm			

Füllungskz und Epidot/Zoisit sind bei den Analysenauswertungen zusammengezogen. — Der Befund Stabers von 30% Perthitalbit stammt aus dessen Ausmessung zu Nr. 81, Rommate Spitz Südhang, am Höhenweg, wo auch ein Albit mit 5 An und 7% Kz-Fülle neben füllungsfreien Oligoalbit mit 14 An beobachtet wurde, kein Muskowit zu sehen ist und Biotit mit Orthit-Epidot die Hornblende pseudomorphosiert hat, aber der Schliff wurde nicht ausgemessen. — Beispiele: Rommate-Wand, Naßfeldtal, Altenberg.

Man sieht, daß die Beobachtung der Daten ausreichte, um aus dem Analysenmaterial einen Kornsortenaufbau zu konstruieren, der recht gut den optischen Befunden entspricht. Aber um welchen Preis!

Nach Ausführung mehrerer Aufteilungspläne, die zu Resultaten führten, welche mit den optischen Tatsachen viel zu weitgehend im Widerspruch stehen, wurde folgender Vorgang eingehalten, der in allen Fällen zum obigen Erfolg führte:

1. CO_2 liefert Cc.
2. Na liefert Ab.
3. Hieraus konstruiert man die optisch ausgewiesenen An-Mengen.
4. Rest-Ca ergibt Kz/Ep.
5. Alles fm geht bis auf eine kleine Menge Hm und Fe... für Ep in Biotit ein. — Nun gibt es nur mehr einen Rest von K, Al und Si.
6. Aus dem für Biotit nicht benötigten K wird Or aufgebaut.
7. Es bleibt ein sehr großer Rest von Al, der im Kalifeldspatverhältnis mit Si gruppiert wird, zu Al Si_3 . Diese Massen werden mit ihren Oxydgewichten dem KAlSi_3O_8 -Gewicht zugezählt.
8. Nun ist nur noch ein Rest Si geblieben, der als Quarz herechnet wird.

Auf diesem Wege erhält man schon eine Gewichtsdarstellung der Kornsorten, die sich den Tatsachen sehr nähert. Rechnet man auf Volumen um, wobei sich mit Ausnahme des Kalifeldspats keine theoretischen Schwierigkeiten ergeben, so erhält man die obigen, so gut entsprechenden Daten 15 — 12 — 13 — 14, wenn man für den so kurios aufgebauten Kalifeldspat zunächst auch $s = 2.57$ einsetzt, und ihm dann volumsmäßig jene Perthit-Ab Menge zuteilt, auf die er Anspruch hat.

Mit diesem Kalifeldspat hat es also seine große Not: Er besäße zwar ein intaktes $(\text{AlSi}_3)\text{O}_4$ -Tetraedergerüst, aber es bleiben im besten Fall 41, im schlechtesten 57% der Alkaliorte unbesetzt!

Daß ein Analysenfehler gerade bei diesen vier Analysen die Ursache wäre, kommt nicht in Frage.

Man kann die Aufteilung mit einem mildernden Effekt vornehmen, wenn man einen zulässigen Teil des Biotitkali durch Na ersetzt, aber das gibt nichts aus. — Das Biotitkali ist auch insgesamt hloß imstande, rund ein Drittel des Kalidefizits im KNa -Feldspat zu decken. Schon ein erster Rechnungsvoranschlag mit den K_2O -Beträgen der Analysen zeigt, daß das ganze Kali nicht reichen kann, den optisch ausgewiesenen Kalifeldspat aufzubauen!

Wir stehen also hier vor einer für die Petrologie und Mineralogie sehr einschneidend wichtigen, vorerst noch undurchsichtigen Tatsachelage. — Sie hängt zusammen mit den Besonderheiten der Migmatisierung

der Amphibolite zu Granosyeniten und mit den sie begleitenden metasomatischen Vorgängen, zu deren Klärung man bei Exner (l. c.) schon Ansätze in beachtlicher Menge findet. — Ich hege begründeten Verdacht, daß sich — in stark gemildertem Ausmaß — auch bei anderen kalimigmatisierten Typen des Gebietes — bei den tonalitähnlichen Dioriten — dieselbe Tatsachenlage wird nachweisen lassen. Und wer weiß noch wo.

Es sind zur Klärung neue Analysen der betroffenen Gesteine nötig, namentlich sind einzeln zu untersuchen die Biotite und die großen perthitischen Mikrokline. Wenn dies geschehen ist, kann man weiter sehen.

5. Der Aufbau des granitischen Gesteinsstammes.

Gegenüber einem vereinfachenden Differentiationschema zeigt sich aus unserer Analysentafel und ihrer Auswertung der Stammesaufbau begreiflicher Weise komplex.

Ein Hauptzweig der Entwicklung läuft vom aplitgranitischen, kalibegünstigten Stammagma mittels Stoffaufnahme aus Schiefergesteinen, Amphiboliten und alten Granitresten (?) in einer Kette engadinitisch, yosemitisch, normalgranitisch zu einem granodioritischen Haltepunkt; in dieser Reihe zweigen unter starker Kombination mit dunklem Amphibolitmaterial die Granosyenite ab. Gruppenweise fallen in dieser Ordnung die si-Parameter, jedoch mit „Höckern“, nicht gradlinig oder stetig. — Dann setzt ein zweiter großer Entwicklungszweig ein, der von den natronbetonten Apliten ausgeht und von trondhjemit-aplitischen über farsunditisch-quarzdioritisch bis zu normalquarzdioritisch im Sinne der Nigglistischen Magmentypen. In der letztgenannten Typengruppe liegen auch die Tauerntonalite oder tonalitähnlichen Diorite. — Die Forellenmigmatite (=Forellengneise Berwerth) sind keine metamorphen Granitdifferentiate in Gneisgewand, sondern, wie auch die Tabelle wieder zeigt, aplitgranitisches Muttermagma mit migmatisierten Glimmer- bis Serizitschiefern verschiedener Art.

Ein Differentiationsdiagramm klassischer Konstruktionsart ist nicht geeignet, die bestehenden Zusammenhänge sinnfällig zu machen; daher wurde zunächst davon abgesehen, ohne daß bei dieser Gelegenheit Entsprechenderes geboten wird.

II. Zum Abschnitt „Stamm der Metabasite“

1. Amphiboltgruppe

Obgleich die Anzahl der Analysen noch klein ist, läßt sich bereits erkennen, daß durch die Metamorphose hindurch eine alte vorgranitische Differentiation vorliegt, die von einem gabbroiden Magma Ausgang genommen hat. Das saure Entwicklungsende scheint bereits auf (normalgabbrodioritisch); ferner wurde ein Mittelglied zu einer anorthositischen Entwicklung angetroffen (ossipitisch), endlich auch die zur Anorthositentwicklung supplementäre Entwicklung von starken Femiten, in Form hornblenditischer und diallagitischer Chemismen. Aher das ist noch sehr wenig im Hinblick auf die tatsächliche Mannigfaltigkeit. — Im ultrafemischen Gebiet fehlen noch Analysen von Antigorititen mit ihren Abarten, sowie der merkwürdigen stark femischen Formen im Schwarzhörnerstock (Lit. 1).

2. Die Floititgruppe

Zu den analysenbelegten Fällen Kesselfall, Flugkogel, EiBigkar, Tischlerspitze, die auch optisch erfaßt sind (vgl. Tabelle Kornsortenbestände), sollen noch einige Stahersche Schliffanalysen beigebracht werden:

	Q	Oligokl	Ep	Biot	Ms	Ce	Erz	
Melnikkar	5.44	41.8	10.87	39.45	—	1.05	Tit 0.49	Ap 1.17
Lonza 1580 m. . .	4.08	40.37	9.0	36.0	3.0	5.13	Tit 0.33, Ilm 0.92	
Astromscharte . Schwarzenbg. Weg	— 2.3	26.05 17.4	6.80 29.7	58.09 35.9	3.82 Ho 8.81 Chlo 1.88	2.1 3.4	Tit 3.14 Tit 0.28 Ilm 0.33	

Auch die Floitite erhalten nun eine andere Stellung, als ihnen im Differentiationsschema zugewiesen worden war. — Die Sachlage auf der Tischlerspitze (Schwarzes Band, Fasch), von P. Paulitsch chemisch-petrographisch behandelt, bezeugt klar die Entwicklung der Floitite dieses Gebietes aus Amphiboliten. Die Kalimetasomatose, die sie neu ordnet, veranlaßt in ihrem Chemismus eine Tendenz nach der Kalireihe hin, falls man diese Gesteine ins magmatische übersetzen will. Schon Grubenmann (Die kristallinen Schiefer, II. Aufl.) weist darauf hin, daß diese Art von „Biotit-plagioklasschiefern“, in die er ausdrücklich die Zillertaler Floitite einschließt, im Chemismus in die Alkalimagnen einrücken. Das wird aber nicht auf dem Wege der Differentiation aus einem Gabbromagma bewirkt, sondern durch metasomatische Integration mit Kali.

3. Die Prasinit

Gegenwärtig beschränken sich unsere petrochemischen Kenntnisse dieser Gesteinsgruppe noch auf drei Analysen der Beckeschen Sammlung, welchen Schliffanalysen nicht zur Seite stehen. Indes kommt da eine auch optisch durchgearbeitete Analyse von Schaidler und v. Veren zustatten, Prasinit vom Stüdlgrat, welches Gestein auch im Schliff ausgemessen wurde; und eine Schliffanalyse durch P. Paulitsch vom Radhausberg-Prasinit (Lit. 14):

Ab	Barroisit.-Ho	Ep	Biot	Mg-Prochlorit	Ru
28.3	64.7	0.1	1.0	5.3	0.6

Die Rückrechnung dieses optischen Bestandes, möglich geworden durch die Hornblendeanalyse und Ausmessung, führte auf essexitgabbroides Magma und damit in die Natronspitze der Magmatite. Paulitsch betont, das sei eine durch Stoffwanderungen hedingte Umstellung eines primär normalen Gabbrochemismus. Dem stimme ich bei. Die erst- und zweitstufige Metamorphose gabbroider Gesteine ist öfters von Stoffwechselfvorgängen begleitet, welche deren Chemismus des Metamorphites in eine der Alkalireihen tendieren lassen, so an den Glaukophaneklogiten und -Amphiboliten und manchen Prasiniten der Glockner-Venediger-Gruppen, an den Floititen, aber selbst an den Gleinalm-Amphiboliten.

Es wurde verschiedentlich der Gedanke laut, daß in den Prasiniten, z. B. vom Typus Mauternitzscharte und -kar, der Albitreichtum mindestens zum Teil auf Na-Zuwanderung beruhe. Paulitsch reklamiert dies auch für den Radhausberg-Prasinit. Indes muß erwogen werden, ob nicht Kalkabzug hier denselben Effekt mit sich bringt.

Die Analysen der Mauternitz-, Gösselkopf- und Mallnitzerschlucht-Prasinite sind in dieser Hinsicht lehrreich.

Mauternitzscharte und Gösselkopf-Prasinite haben um 30 Vol.-% Albit, daneben fast ebensoviel Kz-Ep, und reichlich Chlorit, wenig Kalkspat, vor allem aber auch wenig Hornblende. Trotzdem fallen sie unter den Obemissus normal- bis pyroxengabbroider Magmen, mit mihairitischem Einschlag; sie sind also nichts anderes als eine bestimmte Amphibolitgruppe, die ebenfalls pyroxengabbroid und mihairitisch befunden wurde. In diesem Fall braucht man keine Na-Zuwanderung. Man könnte einwenden: ja das sind gar nicht die albitreichen Typen, das sind ärmere. Allein für das Auge steigert sich der Albitgehalt sehr beträchtlich dadurch, daß die Albite mit Einschlüssen voll gespickt sind (Epidot, Hornblende, Karbonat), was ihr geschlossenes Volumen viel höher erscheinen läßt, als es an sich ist. — In den Hornblendeprasiniten, wie sie so schön am Auerühngang bei Mallnitz und in der Mallnitzschlucht anstehen, gehen die Albitmengen, an und für sich schon geringer, im Hornblende-Nadelfilz unter, der ihre Leiber durchspießt. Stellt man aber — wie hier getan — dasselbe Gestein auf Grünsteinfazies um, so schnellst der Ab-Gehalt auf 28% hoch, die Hornblende wird durch Chlorit und Epidot sowie Calcit ersetzt, und nun haben wir — ohne sekundäre Albitanreicherung durch Stoffzufuhr — wieder jenes auffallende Albitvolumen vor uns (vgl. Tabelle Kornsortenbestände).

Es wäre auch für dieses Kapitel erwünscht, sich einen möglichst überreich an Albit erscheinenden Chloritprasinit im Mauternitzkar zu suchen, zu analysieren und zu vermessen, um der Frage weiter nachzugehen. Die von mir behandelten Gesteine dieser Gruppe zeigen keinen Stoffzuschuß für Albit.

III. Zum Abschnitt „Paragesteine“

Alle behandelten Paragesteine sind kristalline Schiefer. In einem der Fälle, Nr. 40, Pblebitischer Schiefergneis, Hochgöb, erscheint mir Stoffzufuhr (Ab und Q) wahrscheinlich; in den anderen Fällen nicht. Da erhebt sich dann die Frage, was es mit dem so reich vertretenen Ab-Gehalt auf sich hat, wie im Arltypus, Seebachtypus, Woisken (= Bosamer Becke)-Typus. Es scheint fast, daß unter den Sand-Ton-Derivaten Albitführung häufiger ist als Albitfreisein. Wegen der auffälligen Form ist man auch da geneigt, Albit als Zuwanderer anzusehen. Die Volumensätze sind häufig 17—24%, ausnahmsweise auch über 30% (im Seebachtyp-Beispiel). Albitgehalte bis rund 20% sind in Tonen wiederholt beobachtet worden, und also auch im metamorphen Produkt zu erwarten, wenn sie dort nicht abtransportiert werden. Der Fall mit 33% Ab (Seebachtyp) wäre aber gesondert zu behandeln. Es müßte nochmals nachgemessen werden; falls sich diese Höhe ergibt, müßte ferner versucht werden, zu klären, ob nicht eines der Prinzipien der metamorphen Differentiation am Werke war, oder ob nicht mechanische Kornsortierung lagenweise den Albitgehalt in die Höhe treibt.

Nennung der bearbeiteten Gesteine, Fundorte

1. Stamm der granitischen Gesteine

- Forellennigmatischer Aplitgranit, nahe dem Tauerntunnel Nordportal. B 13: „Granitgneis mit einzelnen Glimmerfasern“ (Forellengneis Berwerth).
- Aplitgranit der Großfeldspitze. T 1.
- Schiefrig-migmatischer, engadinitischer Aplitgranit, Kempzähne. T 3. „Mureckgneis“, Becke.
- Engadinitischer Grobgranit des Äkar. T 4.
- Engadinitischer Aplitgranit, T 2, Klein Elend-Scharte, SO vom Keeskogel.
- „Hochalm-Normalgranit“, engadinitisch, T 5, Rudolfstädter Weg.
- Augengneisgranit, Tauerntunnel, Südhälfte, engadinitisch. B 17, „Porphyrtartiger Granitgneis“.
- Gneisiger Porphyrganit, Lisgele, Westhang, yosemitgranitisch. „Granitgneis“ B 19. Anm. Das Volk spricht Lischgelen, mit dem Ton auf der ersten Silbe. Bedeutung: Grünerlenbewuchs. Die Karte und ältere Literatur schreiben Lieskehle, Lieskele u. dgl.
- Gneisiger, yosemitischer Granit, hinter den Lassacher Hütten (Seebachtal). B 26. „Granitgneis, dunkle Lagen im Gestein der Felswand hinter den Lassacher Hütten“, von aplitischen Lagen durchschossen.
- Migmatisch-schiefriger, yosemitischer Granit, Lafenn. B 21. „Geschieferter Granitgneis, unterlagert den Marmor des Angertales“.
- Yosemitischer Normalgranit des Säuleck. T 6.
- Flaser-Granosyenit, vom Fahrweg Hätzinger Alm—Radhausberger Knappenhaus. B 22. „Flaseriger Granitgneis, Übergang zum Syenitgneis“.
- Flaser-Granosyenit, Rommate Wand, zwischen Ulschartel und Woiskenscharte. B 24. „Flaseriger Syenitgneis, Ramettenwand“, Becke.
- Granit, normalgranitisch, Tauerntunnel. B 27. „Biotitreiche Schlieren im porphyrtartigen Granitgneis, Tauerntunnel, Nordseite“, km 3.780.
- Granosyenit vom Hinteren Hörkar (Hörkar), normalgranitisch. B 29. „Körniger Syenitgneis“. Granosyenitische Gneis, Exner.
- Granodiorit, granodioritisch, Wastlkarscharte. T 8.
- Trondhjemit-Aplitgranit, zwischen Hätzinger Alm und Knappenhaus, B 14. „Aplitgneis“.
- Trondhjemitischer Aplitgranit, bankige Lagen im Körper von Nr. 9, hinter den Lassacher Hütten (Seebachtal). B 16. „Aplitgneis“, Becke.
- Quarzglimmerdiorit, farsunditisch. Großelendscharte. T 7.
- Quarzglimmerdiorit, farsunditisch-quarzdioritisch, Wastlkarscharte. St. 1.
- Quarzglimmerdiorit, quarzdioritisch, tonalitähnlich, Oberlercherspitze. T 10.
- Tonalitähnlicher Quarzdiorit, normal quarzdioritisch, Kl. Gößspitze-Mallnitzer Scharte. St. 2.
- Tonalitähnlicher Quarzdiorit, normal quarzdioritisch, Wolfgang Alpe, Maltatal Westhang. B 31. „Tonalitgneis“.
- Amphibolführender Bändermigmatit, normal quarzdioritisch, Brandstatt, Maltatal. B 33. „Amphibolhaltiger Bandgneis“, Becke.

Granitischer Gesteinsstamm

Gew.-%		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Gew.-%		
		B 13	T 1	T 3	T 4	T 2	T 5	B 17	B 19	B 26	B 21	T 6	B 22	B 24	B 27	B 29	T 8	B 14	B 16	T 7	St 1	T 10	St 2	B 31	B 33			
SiO ₂	74-48	74-79	73-75	72-71	73-39	73-39	72-09	73-31	70-83	68-42	68-96	66-34	64-96	64-61	60-91	64-22	75-55	71-82	67-83	64-17	63-46	61-76	61-27	59-99	59-99	SiO ₂	59-99	
TiO ₂	0-13	0-03	0-14	0-28	0-16	0-26	0-15	0-11	0-00	0-00	0-28	0-00	0-00	0-91	0-23	0-54	0-00	0-00	0-56	0-52	0-68	0-72	0-00	0-98	0-98	TiO ₂	0-98	
Al ₂ O ₃	12-77	14-05	14-88	13-68	14-40	13-12	14-48	14-03	13-65	16-13	16-43	16-43	16-52	15-97	17-28	18-56	14-13	16-04	16-00	16-47	16-90	15-57	18-06	15-36	15-36	Al ₂ O ₃	15-36	
Fe ₂ O ₃	0-56	0-31	0-00	0-61	0-97	1-05	1-98	1-09	2-27	2-07	0-94	2-02	1-55	2-89	2-65	0-23	0-61	0-64	1-07	1-36	1-01	2-08	2-85	2-55	2-55	Fe ₂ O ₃	2-55	
FeO	0-50	0-47	0-76	1-32	0-67	1-39	—	1-37	1-26	0-89	1-35	1-28	1-15	2-49	2-02	2-67	0-20	0-32	2-46	2-73	3-34	3-67	2-92	2-88	2-88	FeO	2-88	
MnO	tr	tr	0-06	0-07	0-06	0-05	n. b.	tr	tr	tr	0-07	0-00	tr	0-00	tr	0-16	tr	0-00	0-07	0-05	0-08	0-12	0-02	0-10	0-10	MnO	0-10	
MgO	0-37	0-25	0-35	0-57	0-45	0-54	0-61	0-75	0-74	1-14	0-45	1-63	1-46	1-56	2-37	1-76	0-26	0-26	1-25	1-42	2-24	2-12	2-83	3-23	3-23	MgO	3-23	
CaO	0-63	1-19	1-16	1-33	1-48	1-05	1-46	1-46	2-32	1-97	2-33	1-85	2-68	2-57	3-62	3-94	1-26	2-07	3-39	3-78	3-13	4-19	4-75	5-56	5-56	CaO	5-56	
Na ₂ O	3-75	3-91	3-63	2-36	3-90	3-56	3-30	2-98	3-82	3-96	4-79	4-09	3-80	3-90	4-91	2-99	3-00	4-48	4-89	4-58	4-74	4-42	3-89	3-64	4-56	Na ₂ O	4-56	
K ₂ O	4-27	5-26	4-37	6-10	3-80	5-01	4-77	3-13	2-70	2-81	3-87	3-48	4-83	3-90	4-91	2-99	3-00	4-48	4-89	4-58	4-74	4-42	3-89	3-64	4-56	K ₂ O	4-56	
H ₂ O ⁺	2-46	0-15	0-67	0-85	0-86	0-52	1-06	0-68	1-93	1-28	0-61	0-05	2-45	1-05	2-53	0-60	1-15	0-43	1-44	0-66	1-62	1-46	1-69	1-50	1-44	H ₂ O	1-44	
H ₂ O ⁻	—	0-02	0-03	0-00	0-00	0-04	—	—	—	—	0-05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	H ₂ O	—
P ₂ O ₅	—	0-07	0-11	0-20	0-05	0-17	—	—	—	—	0-23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	P ₂ O ₅	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	CO ₂	—
S u. a.	—	—	—	—	—	—	—	Li tr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	S u. a.	—
Σ	99-92	100-50	99-91	100-08	100-19	100-15	100-15	99-05	99-52	99-81	100-24	99-57	99-42	100-65	99-70	100-03	99-92	100-38	100-07	99-82	99-89	100-41	99-50	99-41	99-41	Σ	99-41	
s	2-63	—	—	—	—	—	2-637	2-64	—	2-72	—	2-674	2-668	2-760	2-65	—	—	—	—	—	—	—	2-745	2-807	2-807	s	2-807	
Si	1241	1267	1229	1212	1223	1223	1201	1222	1181	1140	1149	1106	1082	1077	1015	1070	1259	1197	1131	1070	1058	1029	1021	1999	1999	Si	1999	
Ti	2	0-4	2	4	2	3	2	1	—	—	4	—	—	11	3	7	—	—	7	7	9	9	—	12	12	Ti	12	
Al	250	276	292	268	282	257	284	275	268	316	322	322	324	313	339	364	277	314	314	324	332	306	354	301	301	Al	301	
Fe...	7	4	—	8	12	13	25	14	28	26	12	25	19	36	33	3	8	8	13	17	12	26	36	32	32	Fe...	32	
Fe..	7	6	11	18	9	19	—	19	18	12	19	18	16	35	28	37	3	4	34	38	46	51	41	40	40	Fe..	40	
Mn	0	0	1	1	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	2	—	—	1	1	1	2	—	1	1	1	Mn	1
Mg	9	6	9	14	11	14	15	19	19	28	11	41	36	39	59	44	6	7	31	35	56	53	71	81	81	Mg	81	
Ca	11	21	21	24	26	19	26	26	41	35	42	33	48	46	65	70	23	37	61	68	56	75	85	99	99	Ca	99	
Na	121	126	118	70	126	115	106	96	123	128	154	132	123	95	105	121	145	158	148	153	142	126	117	147	147	Na	147	
K	91	112	94	129	81	107	101	66	57	60	82	74	103	83	104	64	64	62	42	56	55	68	35	44	44	K	44	
H ⁺	277	17	74	96	96	58	118	75	214	142	68	271	117	281	66	128	48	160	73	180	162	188	167	160	160	H ⁺	160	
P	—	1	2	3	0-5	0-4	3-5	2	—	—	1-5	—	—	4	—	0-6	—	—	3	4	6	18	—	7	7	P	7	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26	—	74	32	—	42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	CO ₂	—
si	466	422	412-5	402-5	400	398-5	389	406	357	321	314	289	274	267	222	240-5	443	373	287	246	242-5	225	210	203	203	si	203	
al	47	47	49	44	46	42	45-5	46-5	40-5	44-5	44	42	41	39	37	42-5	49	49	40	37	38	33-5	36-5	30	30	al	30	
fm	9	5-5	8	13-5	11	16	12-5	17-5	19-5	19	12	22-5	18-5	27	26	20	6	5-5	20-5	21	26	29	30	30-5	30-5	fm	30-5	
c	4	7	7	8	8-5	6	8-5	9	12-5	10	11-5	8-5	12	11-5	14	16	8	11-5	15-5	15-5	13	16-5	17-5	20	20	c	20	
alk	40	40-5	36-5	34-5	34-5	36	33-5	27	27-5	26-5	32-5	27	28-5	22-5	23	21-5	37	34	24	26-5	23	21	16	19-5	19-5	alk	19-5	
k	0-42	0-47	0-44	0-63	0-38	0-45	0-49	0-40	0-32	0-32	0-35	0-36	0-46	0-46	0-50	0-34	0-30	0-28	0-22	0-25	0-28	0-35	0-25	0-23	0-23	k	0-23	
mg	0-37	0-37	0-31	0-34	0-33	0-29	0-38	0-37	0-30	0-43	0-26	0-48	0-50	0-35	0-48	0-51	0-39	0-33	0-39	0-38	0-48	0-40	0-48	0-52	0-52	mg	0-52	
ti	0-8	0-1	0-7	1-3	0-67	1-0	0-6	0-3	—	—	1-1	—	—	2-7	0-7	1-6	—	—	1-5	1-7	2-0	2-0	—	2-2	2-2	ti	2-2	
p	—	0-3	0-6	1-0	0-17	0-8	1-1	0-6	—	—	0-4	—	—	1-0	—	0-14	—	—	0-7	0-9	1-4	4-0	—	1-3	1-3	p	1-3	
co ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7-3	—	—	8-1	—	9-0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	co ₂	—
h ₂ o	52-1	3-0	12-5	16-0	16	10	19	13	32-5	20-1	9-5	3-7	14-7	35	7-0	15	9-0	25-0	9-0	21-5	18-5	20-7	17	15-0	15-0	h ₂ o	15-0	
Magma Typus n. Niggli	aplitgranitisch			engadinitgranitisch				yosemitgranitisch		granosyenitisch		normal granitisch	grano-diori-tisch	trondhjemit-aplitisch	farsunditisch-quarzdioritisch		normal quarzdioritisch											

Atomproportionen

2. Stamm der Metabasite

a) Amphibolite

- 25. Amphibolit, normalgabbrodioritisch. Aus dem „schwarzen Band“ der Tischlerspitze. P 1.
- 26. Biotit-amphibolit, fm-gabbroid, Haitzinger Alm. B 38. Linsenförmige Lager im „Syenitgneis“.
- 27. Gabbro-Amphibolit, mihairitisch bis pyroxengabbroid. Dössener Tal. St 3.
- 28. Ossipit-Amphibolit, ossipitisch. Wabnig Spitze, Dössener Tal. T 13.
- 29. Amphibolit, hornblenditisch. Ankogel, Ostweg. T 14.
- 30. Hornblendefels, diallagitisch. Ankogel, Ostgratweg. P 2.

b) Floititische Gesteine

- 31. Floitit vom Kesselfall, Naßfelder Tal. K 1. Opdalitisch-normalquarz-dioritisch.
- 32. Floitit, faserig-schiefrig, Flugkogel (Ardackergraben bei 1350 m). B 34. „Flugkogelgneis“ Becke-Schurk. Opdalitisch bis si-monzonitisch.
- 33. Floitit, schiefrig-plattig, Pölla Jagdhaus—Eiðigkar, unter den Eiðighütten. B 35. Sommit-monzonitisch.
- 34. Floitit aus dem „schwarzen Band“ der Tischlerspitze. P 3. Monzonitisch bis dioritisch.

c) Prassinische Gesteine

- 35. Prasinit, Hoher Rat am Stüdlgrat, Großglockner. Sch 1. Mihairitisch.
- 36. Chlorit-Prasinit, Mauternitz Scharte b. Mallnitz. Mihairitisch bis normalgabbroid. B 57. „Chloritreicher Grünschiefer“, „Muntanitzscharte“, „südlich Mallnitz“. Richtig ist Mauternitz Scharte, westlich Mallnitz.
- 37. Prasinit, Mallnitzer Schluchtweg. Pyroxengabbroid. B 58. „Grünschiefer, oberer Schluchtweg, Mallnitzschlucht“ Becke.
- 38. Prasinit, Gösselkopf, pyroxengabbroid bis mihairitisch. B 56. „Chloritischer Grünschiefer, Geiselkopf, Einlagerung in Kalkglimmerschiefer“ Becke.

Der Metabasit-Stamm

	Amphibolit-Gruppe						Floitit-Gruppe				Prasinit-Gruppe				Gew.-%
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
Gew.-%	P 1	B 38	St 3	T 13	T 14	P 2	K	B 34	B 35	P 3	Sch 1	B 57	B 58	B 56	Gew.-%
SiO ₂	50.01	48.91	50.54	48.48	47.08	51.63	58.22	55.94	52.10	49.36	49.41	48.39	48.68	47.96	SiO ₂
TiO ₂	1.37	0.06	0.35	0.27	2.56	tr	1.16	0.25	0.87	1.20	1.68	tr	n. b.	n. b.	TiO ₂
Al ₂ O ₃	16.76	15.87	18.17	21.80	8.58	7.39	17.15	17.91	16.20	18.37	14.80	14.30	14.58	18.37	Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	3.48	5.16	1.10	2.88	7.60	2.50	2.62	2.58	2.45	2.02	3.85	5.06	6.76	4.12	Fe ₂ O ₃
FeO	7.65	6.76	4.39	1.76	10.12	5.30	3.89	3.98	3.65	6.55	6.33	5.73	5.35	4.24	FeO
MnO	n. b.	n. b.	0.08	0.10	0.19	0.17	0.10	tr	0.13	0.05	0.24	tr	n. b.	tr	MnO
MgO	4.99	6.87	8.33	7.64	8.99	18.09	2.76	3.31	4.42	6.50	6.13	7.06	6.23	7.97	MgO
CaO	8.42	6.66	11.43	11.68	8.91	12.32	6.38	6.19	8.30	7.20	11.21	11.01	13.06	10.97	CaO
Na ₂ O	3.99	1.70	3.38	4.05	2.92	0.61	3.36	3.31	1.93	2.86	2.89	2.94	2.72	3.20	Na ₂ O
K ₂ O	0.96	1.66	0.08	0.24	1.09	0.00	2.66	3.75	4.35	3.64	0.50	0.75	0.26	0.22	K ₂ O
H ₂ O ⁺	2.02	3.16	1.51	1.29	2.09	2.31	0.73	1.25	2.09	1.83	2.23	2.82	1.67	3.66	H ₂ O ⁺
H ₂ O ⁻	0.20		0.04	0.07	0.06	0.00				0.18					H ₂ O ⁻
P ₂ O ₅	n. b.	n. b.	0.87	n. b.	tr	n. b.	0.41	0.09	0.74	0.03	0.18	n. b.	n. b.	n. b.	P ₂ O ₅
CO ₂	—	2.75	—	—	—	—	—	1.35	2.88	0.00	0.60	1.49	1.69	0.99	CO ₂
S u. a.	—	—	—	—	—	F=0.00	BaO=0.05	—	—	S=0.09	—	Li ₂ O=tr	—	—	S u. a.
Σ	99.85	99.56	100.27	100.26	100.17	100.32	99.58	99.91	100.16	99.48	100.35	99.55	101.00	101.48	Σ
s		3.01					2.86	2.857	2.845		2.964	2.985	—		s
Si	833	815	842	808	785	861	976	932	866	822.5	823	806.5	811	800	Si
Ti	17	1	4	3	32	—	14	3	11	15	21	—	—	—	Ti
Al	328	311	356	428	168	145	336	351	317	360	290	280	286	360	Al
Fe...	43	65	14	36	96	31	33	32	31	26	48	63	85	52	Fe...
Fe ^{..}	105	94	61	24	141	74	55	55	51	91	88	80	74	59	Fe ^{..}
Mn	—	—	1	1	3	2	—	2	—	1	3	—	—	—	Mn
Mg	125	172	208	191	225	452	69	83	111	162	153	176	156	199	Mg
Ca	150	119	204	209	159	220	114	111	148	130	200	197	233	196	Ca
Na	129	55	109	130	94	19	108	107	64	92	93	95	88	103	Na
K	20	35	2	5	24	—	57	79	92	77	10	16	6	5	K
H ⁺	224	350	168	143	232	257	81	140	232	203	248	313	186	407	H ⁺
P	—	—	12	—	—	—	5.8	1.2	10	0.4	2.5	—	—	—	P
CO ₂	—	63	—	—	—	—	—	31	66	—	13	34	38	23	CO ₂
S u. a.	—	—	—	—	—	—	S=0.3	—	—	—	—	—	—	—	S u. a.
Si	125.5	124	118	109	102	100	186	170	150	122	119.5	113	110	108	si
al	25	24	24.5	29	11	8.5	32	32	27	27	21	19.5	19.5	24.5	al
fm	41.5	50.5	39.5	34	60.5	65	30	31	34	41.5	42.5	45.0	42.5	42	fm
c	22.5	18.5	28.5	38	21.0	25.5	32	20	23.5	19	29.0	27.5	31.5	26.5	c
alk	11.0	7.0	7.5	9	7.5	1	16	17	13.5	12.5	7.5	8.0	6.5	7	alk
k	0.13	0.40	0.02	0.04	0.20	0.00	0.39	0.43	0.59	0.45	0.10	0.14	0.06	0.05	k
mg	0.45	0.52	0.73	0.76	0.48	0.8	0.44	0.48	0.57	0.60	0.53	0.55	0.50	0.64	mg
ti	2.6	0.2	0.6	0.4	4.1	—	2.8	0.5	1.9	—	3.1	—	—	—	ti
p	—	—	1.7	—	—	—	0.6	0.2	1.9	0.06	0.37	—	—	—	p
co ₂	—	9.7	—	—	—	—	S=0.6	5.6	11.4	—	2.0	4.9	5.2	3.1	co ₂
h ₂ o	17	24	11.6	9.7	15	15	8.0	12.7	20.0	15.00	18	22.0	12.6	27.5	h ₂ o
Magma-typus nach Niggli	normalgabbrodiorit	fm-gabbroid	mihairitisch-pyroxengabbroid	ossipitisch	hornblenditisch	diallagitisch	opdal-norm-quarz-dioritisch	opdal-si-monzonitisch	som-mait-monzonitisch	monzonitisch-dioritisch	mihairitisch	pyroxengabbroid	pyr-gabbroid	bis mihairitisch	

Atomproportionen

Niggli-Parameter

3. Paragesteine

39. Disthenführender Granatphyllit, Kolm-Saigurn, Schlucht des Goldberg-gletscherbaches. B 71. „Granatglimmerschiefer“, Becke.

40. Phlebitischer Schiefergneis, Hochgöß, Gießener Weg. W 1. „Schiefergneis“ Weber.

41. Oligoklas-Granat-Zweiglimmerschiefer, Mündung des Weißenbachtals in das Seebachtal N. von Mallnitz. B 72. „Aschgrauer feinschuppiger Glimmerschiefer mit Biotit im Grundgerüst“, „Seebachtypus“, Becke.

42. Serizitschiefer vom Ostgrat des Kleinen Malteiner Sonnblick. Z. 19.

43. Kalkspatführender Albit-Serizitschiefer (Arlytypus), Paßhuber Alm im Woiskenbachtal. Z 6.

44. Kalkspatführender Albit-Serizitschiefer, Seegut, Großarlal. B 74. „Arlytypus“, Original, Becke.

45. Chloritporphyroblasten-Serizitschiefer, Woiskentypus I (Angel). Paßhuber Alm im Woiskental. B 73. „Bosamertypus“ Becke, der aber auch ansonst gleiche Schiefer umfaßt, die Biotit an Stelle der Klinochlorporphyroblasten besitzen. Bosamer Hütten — richtig Paßhuber Almhütten. Woigstental heute richtig Woiskental.

46. Dolomit-Kalkspatführender Epidot-Biotit-Serizitphyllit, Woiskentypus II (Angel), mit Biotitporphyroblasten. Schwarzhornstock NW-Flanke. Z 51.

47. Phlogopitporphyroblasten-Kalkspat-Serizitphyllit, Woiskentyp II, Woiskental, Westwände. Z 85.

48. Albit- und Serizit-phlogopitführender Kalkspatquarzit. Zechnerfall in der Mallnitzschlucht. B 77. „Kalkglimmerschiefer“.

49. Kalkspat-Quarzit, ankeritführend, Bergertörl, Glocknerbereich. Sch 2.

50. Kalkspatführender Dolomitmarmor, Rotgildental. G 1.

51. Kalkspatführender Dolomitmarmor, Groß-Laab-Rinne, Mallnitzer Tauern-tal. G 2.

Paragesteine

	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	
Gew.-%	B 71	W 1	B 72	Z 19	Z 6	B 74	B 73	Z 51	Z 85	B 77	Sch 2	G 1	G 2	Gew.-%
SiO ₂	49.72	57.73	67.26	70.58	75.76	59.80	63.36	44.78	43.40	86.11	82.49	1.38	0.11	SiO ₂
TiO ₂	n. b.	1.75	n. b.	0.00	0.00	0.95	n. b.	0.50	0.09	n. b.	—	—	—	TiO ₂
Al ₂ O ₃	27.64	13.97	14.68	20.06	14.39	19.57	18.78	17.01	10.24	3.92	0.10	—	—	Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	5.35	2.21	2.10	0.55	1.01	3.92	6.23	0.77	0.88	0.52	0.88	0.34	0.48	Fe ₂ O ₃
FeO	4.87	7.26	4.33	0.00	0.00	1.22	1.40	7.09	1.44	0.27	—	—	—	FeO
MnO	tr	0.15	tr	0.00	0.00	tr	tr	0.40	0.31	tr	0.27	—	—	MnO
MgO	2.05	5.98	2.06	0.08	0.00	1.72	1.58	9.19	5.82	1.38	0.10	19.17	20.03	MgO
CaO	0.47	2.53	2.14	0.00	0.92	0.33	0.73	8.97	17.57	3.50	8.55	32.55	31.90	CaO
Na ₂ O	0.56	1.60	2.94	0.67	3.96	3.20	2.62	0.59	0.87	0.37	tr	—	—	Na ₂ O
K ₂ O	4.33	4.48	1.62	5.29	2.48	4.90	3.62	5.41	3.49	1.50	tr	—	—	K ₂ O
H ₂ O ⁺	4.36	1.79	1.40	2.38	1.51	2.51	2.61	2.72	1.44	0.69	0.37	0.12	—	H ₂ O ⁺
H ₂ O ⁻		0.23		0.02	0.02	0.11		0.04	0.18		0.13			H ₂ O ⁻
P ₂ O ₅		n. b.		0.05	0.05	0.48		0.07	0.13	H ₂ S tr	tr			P ₂ O ₅
CO ₂		0.00		0.00	0.00	1.01		2.24	14.28	3.20	7.12	46.61	47.58	CO ₂
S u. a.	Li ₂ O tr	n. b.	C=0.38		0.00	S 0.36				Li ₂ O=tr		0.00		S u. a.
Σ s	99.35 2.964	99.68	98.91	99.68	100.10	100.08 2.801	100.92 2.827	99.78	100.14	101.46 2.718	100.01 2.790	100.17 2.95	100.10 2.96	Σ s
Si	829	962	1121	1176	1262	997	1056	746	723	1435	1375	230	20	Si
Ti	—	21	—	—	—	12	—	6	1	—	—	—	—	Ti
Al	542	274	288	393	282	383	368	333	200	77	2	—	—	Al
Fe...	67	27	27	7	13	49	78	10	11	6	11	4	6	Fe...
Fe..	68	101	60	—	—	17	19	93	20	4	—	—	—	Fe..
Mn	—	2	—	—	—	—	—	6	4	—	4	—	—	Mn
Mg	51	149	51	2	—	43	39	229	145	35	3	479	501	Mg
Ca	8	45	38	—	16	6	13	160	314	63	153	581	569	Ca
Na	18	51	95	22	128	103	85	18	28	12	—	—	—	Na
K	92	95	35	112	53	104	77	115	74	32	0.7	—	—	K
H ⁺	484	100	156	265	168	279	290	302	160	77	35	—	—	H ⁺
P	—	—	—	—	0.7	6.7	—	0.5	0.9	—	—	—	—	P
CO ₂	—	—	C 9	—	—	23	S 11	51	325	73	162	1060	1081	CO ₂
si	159	180.5	290.5	432	485.5	243	255	101	112	845.5	792	21.7	1.9	si
al	52	25.5	37.0	72.0	54.5	47	44.5	22.5	15.5	22.5	1	—	—	al
fm	36	52.5	36.0	3.0	5.0	26.5	33	46.5	28	27.0	10.5	45.5	47.0	fm
c	1.5	8.5	10.0	0.0	6.0	1.5	3	22.0	48.5	37.5	88.5	54.5	53.0	c
alk	10.5	13.5	17.0	25.0	34.5	25.0	19.5	9.0	8	13.0	0.0	—	—	alk
k	0.84	0.65	0.28	0.84	0.20	0.30	0.47	0.86	0.72	0.73	1.0	—	—	k
mg	0.27	0.54	0.37	0.22	0.00	0.40	0.37	0.66	0.80	0.77	0.17	0.99	0.98	mg
ti		3.9				3.0		0.8	0.15					ti
p					0.26	1.6		0.07	0.15					p
co ₂						5.5		7.0	25.2	43.4	94			co ₂
h ₂ o	46.6	9.4	20.0	49	32.3	34.0	35.0	20.5	12.3	23.0	22			h ₂ o

Atomproportionen

Niggli-Parameter

In diesem Zusammenhang wäre es auch sehr nötig, einerseits Grauwackentonschiefer, andererseits Werfener Tonschiefer und Tonsandsteine auf ihren Kornsortenaufbau hin zu untersuchen. Ein Tonschiefer westlich vom Saalfeldner Proterobas-Bruch zeigte rund 16 Gew.-% sauren Oligoklas gleichmäßig im Gewebe verteilt (Walluscheck-Wallfeld W., unveröffentlicht). Über den Werfenern sitze ich gerade. Aber ich wäre sehr erfreut, unter den jungen Fachgenossen Helfer zu finden.

Dies über den Albit der Schiefer.

Es ist mir überdies schon lange aufgefallen, wieviel Karbonat die lichten Serizitschiefer führen. Darüber gab die Arbeit von I. Zahlbruckner sehr ausführlich Auskunft durch Schlißanalysen (noch unveröffentlicht). Dolomit und Kalkspat treten da nebeneinander auf. Der Dolomit liefert zum größeren Teil das Mg für den Biotit- oder Phlogopitaaufbau. Es mag wohl sein, daß dort, wo Dolomit und Kalkspat heute mit Phlogopit-Biotit zusammen sind, einst der Dolomitanteil größer war, und auf seine Kosten der Kalkspatanteil im Metamorphit gegenüber dem Sediment relativ gewachsen ist. Die Biotit- und Phlogopitohlasten bis Porphyroblasten in den Woiskenschiefertypen, ebenso wie der sie vertretende Chlorit, der ihnen in der Bildung vorangeht (es ist kein Chloritisierungsprodukt der Biotite!), sind nicht Früchte einer zuführenden „Biotitisierung“, sondern stofflich sedimenteigen.

Ein Unterabschnitt behandelt nun Gesteine der Kalkglimmerschiefer- bis Marmorgruppe oder wollte das behandeln. Dabei stellte sich heraus, daß der Kalkglimmerschiefer vom Zechnerfall, Becke, B 77, diesen Namen nicht verdient. Vgl. Analyse und Kornbestand. Er ist vielmehr ein wenig Blattsilikate und Ab führender Calcit-Quarzit. Da mir von ähnlichen Gesteinen aus dem behandelten Gebiet keine Analysen zufließen, setzte ich zur Klärung der Bezeichnung „sandige Kalkglimmerschiefer“ eine Schaidersche Analyse eines Musters vom Bergertörl (Glocknergruppe) ein, und bemerke, daß es diesen Gesteinstypus auch in Hochalm-Ankogel gibt (z. B. am Kaltwandgrat, nördlich vom Gipfel, in der Kloiden usw., vgl. Lit. I, S. 37). Es gibt Übergänge zu den Karbonatquarziten, wohin auch das Bergertörlgestein gehört, so daß sein richtiger Name Kalkspatquarzit, ankeritführend, heißen soll (Nr. 49).

In diesem Gestein ist das Karbonat, das neben Kalkspat vorkommt, merkwürdig. Es ist ein Mangan-Ankerit; vom Kutnahorit unterscheidet sich dieses Mineral durch den relativ viel zu geringen MnO-Gehalt.

Das Karbonat in Nr. 44, Arltypus vom Seegut im Arital, B 74, liegt an der Grenze zwischen Mesitin und Sideroplesit. Das ist einer jener Fälle, die immer wieder in der Literatur auftauchen: In diesen Schieferen werden fm-Anteile vermittels CO₂ ausgeführt; wird die Ausfuhr gesperrt, dann wird das Karbonat niedergeschlagen, und daher findet man immer wieder Ankerit, Siderit und ihnen verwandte Mischungen.

Damit ist nicht ausgeschöpft, was das dargebotene Material enthält; aber ich möchte es damit für diese Gelegenheit bewenden lassen.

Bezüglich der Dolomitmarmore (Rotgülden und Tauerntal) möchte ich zum Schluß nur bemerken, daß der analytisch angewiesene Kalkspatbetrag neben Dolomit, der in beiden Beispielen auftritt, optisch nicht kontrolliert worden ist. Im Dünnschliff erscheint es mir ziemlich aussichtslos, der Beziehung der beiden Karbonate auf die Spur zu kommen; im Anschliff

wird es sicher gelingen. Der Befund wäre wertvoll zur Klärung der Genese des Tremolitmarmores des Gebietes.

Zur Kornsorten-Chemie

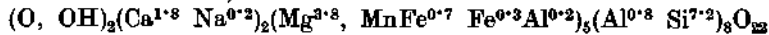
	1	2	3	4
SiO ₂	45.05	51.03	45.47	23.59
TiO ₂	1.40	—	—	tr
Al ₂ O ₃	13.78	7.39	37.70	41.11
Fe ₂ O ₃	0.99	2.50	1.00	9.04
FeO	9.98	5.30	—	14.03
MnO	0.20	0.17	—	0.64
MgO	12.01	18.09	0.15	4.57
CaO	10.28	12.32	—	0.00
Na ₂ O	3.84	0.61	1.26	—
K ₂ O	0.16	—	9.94	—
H ² O ⁺	2.33	2.31	4.48	0.91
H ² O ⁻	0.15	—	—	0.15
F	tr	—	—	—
	100.17	100.32	99.98	100.04

1. Barroisitische Hornblende (Paulitsch) Radhausberg.
2. Gemeine Hornblende (Paulitsch) Ankogel Ostgrat.
3. Serizit vom Sonnblick-Ostgrat, Maltein, aus Serizitschiefer (Zahlbruckner).
4. Sismondin vom Kl. Malteiner Sonnblick (Weber).

Zu 1. Diese Hornblende der Prasinite verdient den Beinamen barroisitisch, so wie auch die Ho. des Glockner-Prasinites, aber sie ist noch nicht der Barroisit selbst. Formelbau:



Zu 2. Gemeine, aktinolithische Ho-Formel:



Zu 3. Die Analyse gibt uns aus einem Gestein (42), das nur aus Quarz und Serizit besteht, den Chemismus:

$\text{OH}_3(\text{K Na})_1(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_2(\text{Al Si}_3)_4 \text{O}_{10}$, worin bezeichnenderweise $\text{K} = 83.5\%$, $\text{Na} = 16.5\%$ der W-Position; $\text{Mg} = 0.8$, $\text{Fe} = 2.6$, $\text{Al} = 96.6\%$ der Y-Position und 25% der Z-Position.

Na ist also ungefähr $\frac{1}{5}$ von K.

In unserer Nr. 43 hat Na 16% der W-Position und ist also etwas weniger als $\frac{1}{4}$ von K. — In Nr. 46 ist Na genau $\frac{1}{3}$ von K, und in Nr. 47, wohl nicht ganz sicher, $\frac{5}{12}$ von K; d. i. anscheinend exzessiv.

Zahlbruckner vermittelte uns auch eine Vorstellung vom Aufbau der porphyroblastischen Woisken-Biotite his Phlogopite.

In Nr. 46 ist im Biotit von tiefbrauner Farbe $\text{Na} = \frac{1}{10}$ K und Fe, Mn etwas unter $\frac{1}{2}$ Mg.

In Nr. 47 ist im Phlogopit Na etwa $\frac{1}{2}$ K (exzessiv!) und $\text{FeMn} = \text{rund } \frac{1}{4}$ Mg!

Damit wissen wir zum erstenmal auch von diesen Glimmern etwas.

Zu 4. Der von A. Weber analysierte und voll untersuchte, von Machatschki (Naturwissenschaften, 1942) geröntgte und in einem breiteren Manuskript von mir mit Weber zusammen bearbeitete (noch unveröffentlicht) ist der schönste Sismondin Kärntens und deswegen interessant, weil er in die Adern eines Phlebites hineingeht, in dem er sich so groß entwickelt, wie Glimmer in Pegmatiten.

Allen meinen Mitarbeitern sage ich hiemit gebührenden Dank.

Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau.

Von Christof Exner

(Mit Tafeln I—III)

Inhalt: Die geologischen Verhältnisse an der SE-Ecke der Hohen Tauern (Reißeckgruppe) sprechen für die Theorie des Tauernfensters im Sinne der neueren Modellvorstellung nach E. Clar 1953. Die vorliegende, in verhältnismäßig kurzer Zeit durchgeführte geologische Übersichtsaufnahme beinhaltet keine gefügekundliche Detailuntersuchung. Aus der räumlichen Lage der beobachteten Haupt-Faltenachsen werden Rückschlüsse auf die Deformation der geologischen Stockwerke (Pennin, Unterostalpin, Ostalpine Altkristallinmasse) gezogen. In der bisher geologisch sehr wenig bekannten östlichen Reißeckgruppe tritt ein breites Granitgneisgewölbe (Gößgraben Kern) mit auflagernden Glimmerschiefern (Reißeckmulde), Bändergneisen, Amphiboliten und Migmatiten (B-Gneisserie, entsprechend den Riffdecken der westlichen Hohen Tauern) deutlich in Erscheinung. Walzenförmige Struktur mit axialem SE-Eintauchen beherrscht den Bau des Tauernkörpers bei Spittal an der Drau.

Im einzelnen werden die ans der Katschbergzone ins Drautal streichenden Bandserien verfolgt: Periphere Tauernschieferhülle, Unterostalpinisches Mesozoikum und Unterostalpiner Quarzphyllit. Auch die diaphthoritische Gneiszone an der Basis der ostalpinen Altkristallinmasse ist deutlich um die Tauernfenster-SE-Ecke herumzuvolverfolgen. Einige Proben altkristalliner Glimmerschiefer, quarzreicher Glimmerschiefer, Quarzite, Quarzitgneise usw. werden beschrieben. Im großen und ganzen besteht ein deutlicher stofflicher Unterschied der altkristallinen Formation (tonig-sandige Ausgangssedimente) gegenüber dem Tauernfenster-Inhalt. Das Altkristallin scheint hier in der Gegend von Spittal an der Drau durch die Nähe des Herdes der Tauernkristallisation und die scherenden, vielleicht auch umfaltenden Bewegungen unter erhöhten *pt*-Bedingungen der alpidischen Orogenese, einige stoffliche und strukturelle alpidische Veränderungen erlitten zu haben. Wir können das Ausmaß der alpidischen Neukristallisation und Umfaltung im Verhältnis zum altkristallinen (vormesozoischen) Bestand noch nicht angeben. Aber die Untersuchungen lassen eine gewisse mineralfazielle und strukturelle Angleichung des Altkristallins an den Tauernkörper vermuten.

Da für die Benrteilung geologischer Fragen aller Art (Stratigraphie, Tektonik, Isothermen der Gesteinsmetamorphose, Aplitische Mobilisation usw.) eine auf Beobachtungen beruhende, räumlich maßstabgetreue Vorstellung stets von Vorteil sein kann (H. Küpper, E. Wegmann), wurde ein Gesamtprofil auf Grund unserer bisherigen, sicherlich in vielen Punkten noch verbesserungsfähigen Arbeiten längs des 40 km langen E-Randes der Hohen Tauern gezeichnet. In kurzen Zügen wird eine Hypothese der Baugeschichte skizziert.

Die vorliegende Mitteilung gliedert sich in zwei Abschnitte:

1. Beschreibung des Gebirges zwischen Malta- und Drautal auf Grund einer im Jahre 1953 vorgenommenen geologischen Übersichtsaufnahme (Tafeln I und III).

2. Konstruktion und geologische Interpretation eines maßstabgetreuen Profils durch den Tauernkörper längs des 40 km langen E-Randes der Hohen Tauern. In diesem Profil sind die Beobachtungen der Jahre 1935 bis 1939, 1948 und 1953 zusammengefaßt (Tafel II).

Angeregt und gefördert wurde diese geologische Bearbeitung der SE-Ecke der Tauern durch lebhaftes Aussprechen oder Exkursionen, für

die ich besonders den Herren: Prof. F. Angel, P. Beck-Mannagetta, Prof. E. Clar, Prof. O. M. Friedrich, W. Fritsch, Doz. F. Kahler, Direktor Doz. H. Küpper, Prof. A. Marchet, B. Plöching, Prof. E. Szádecky-Kardoss, O. Schmidegg und Prof. E. Wegmann sehr zu Dank verpflichtet bin. Ganz besonders danke ich Frau Anna Staber und meinen Freunden, Herrn und Frau Fachlehrer Reichelt in Spittal an der Drau, für die herzliche Gastfreundschaft, die sie mir in ihrem Hause gewährten.

1. Das Gebirge zwischen Malta- und Drautal

Mit der geologischen Kartierung zwischen Malta- und Drautal begann ich im Jahre 1948 und legte die damals gewonnenen Beobachtungsergebnisse in einem ausführlichen Aufnahmeberichte nieder (21). Darauf sei hier verwiesen, um Wiederholungen zu vermeiden. Der genannte Bericht enthält übrigens auch eine kurze Darstellung der geologischen Erforschungsgeschichte unseres Raumes.

Im Frühsommer und Herbst des Jahres 1953 konnte zum Zwecke der Erstellung einer geologischen Übersichtskarte des Bezirkes Spittal an der Drau das restliche Gebiet zwischen Malta- und Drautal zumindest übersichtsmäßig geologisch kartiert werden. Die Aufnahme wurde im Rahmen der Zusammenarbeit der Geologischen Bundesanstalt mit der Regionalplanung der Kärntner Landesregierung durchgeführt. Unser Gebiet, das bisher eine empfindliche Lücke im geologischen Kartenbild darstellte, ist beinahe ringsum von neueren geologischen Kartenaufnahmen, hauptsächlich von F. Angel und Mitarbeitern, umgeben.

Die geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes (F. Angel-R. Staber [3]) schließt im NW, die geologische Übersichtskarte der Katschbergzone (Ch. Exner [19]) im N, und die geologische Karte der Goldeckgruppe (F. Angel und E. Krajicek [1]) im S an unser Gebiet an. Unmittelbar östlich an unsere Aufnahme anschließend, nahm Dr. W. Fritsch (Graz) im Jahre 1953 geologische Aufnahmen im Gebiet um den Millstätter See vor, welche die Brücke zu der im genannten Jahre erschienenen geologischen Karte der Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein (F. Angel und A. Awerzger [5]) schlagen.

Meine Aufnahme zwischen Malta- und Drautal reicht vom Reißeck bis zum Millstätter See und beinhaltet die Ortschaften: Pusarnitz, Lendorf, Spittal an der Drau, Seeboden am Millstätter See, Lieserhofen, Treffling, Trebesing, Gmünd, Eisentratten und Malta (Tafel I).

Als topographische Kartenunterlage dienten die Blätter 5251/1 und 5251/3 der Alten Österreichischen Landesaufnahme im Maßstab 1:25.000. Diese sind in der Ödland-Region des Gebirges recht ungenau. Z. B. findet man auf den genannten Karten im Hohen Kar (Radlgraben) die Wasserscheide zwischen Göß- und Radlgraben östlich des Kleinen Reißecks um 700 m falsch eingetragen. Die topographische Neuaufnahme im Zuge des neuen österreichischen Kartenwerkes 1:25.000 hat derzeit noch nicht den E-Rand der Hohen Tauern erreicht. Wir begnügen uns hier mit einer mehr summarischen geologischen Übersichtsdarstellung. Eine eingehendere geologische Detailaufnahme wird sich erst lohnen, wenn genauere topographische Kartenunterlagen vorhanden sein werden.

Von Anfang an interessierten mich bei diesen geologischen Aufnahmearbeiten des Jahres 1953, die sich über $2\frac{1}{2}$ Monate erstreckten und wegen der weiträumigen Moränen und sonstigen Schuttüberdeckung des im Hügelland versinkenden Hochgebirges einige Ausdauer und lange Anmarschwege erforderten, vor allem folgende wissenschaftliche Fragestellungen:

1. Petrographischer Stoffbestand und makroskopische Orientierung der Faltenachsen im altkristallinen Gebirge der ostalpinen Schubmasse unmittelbar über dem Tauernfenster. Wie sind die Beziehungen zu den Faltenachsen und zum Stoffbestand des darunter befindlichen Tauernkörpers?

2. Setzt die Diaphthorit- und Quarzphyllitzone an der Basis der ostalpinen Altkristallin-Schubmasse auch im Drautal fort? Wie erfolgt die Umbiegung an der SE-Ecke des Tauernfensters?

3. Geometrische Anflösung der Walztektonik des südöstlichen Tauernkörpers. Wie ist der tektonische Zusammenhang der abnorm steilen SW-Flanke der Tauernkuppel (Mölltal) mit der flach geneigten NE-Flanke des Tauerngewölbes beschaffen? Wo ist die Firstlinie des Gewölbes?

4. Bleiben die nach SE bis ESE flach eintauchenden Faltenachsen im Tauernkörper vom Drautal in Kärnten bis zum Murtal im Lungau (Salzburg) konstant, so daß man herechtigt ist, ein der Deformationsebene annähernd folgendes Profil zu zeichnen? Dazu waren Begehungen im Katschberggebiet erforderlich; denn bedauerlicherweise hatte ich es bei meiner Erstlingsarbeit im Katschberggebiet (1935—1939) unterlassen, lineare Parallelgefüge zu messen und in die Karte einzutragen. Das mußte nachgeholt werden, u. zw. beging ich im Jahre 1953 zu diesem Zweck nochmals das Gebiet von St. Michael im Lungau bis zur Torscharte und fand, was hier gleich vorausgeschickt sein mag, in dem gesamten Abschnitt konstante, SE- bis ESE-einfallende Faltenachsen.

5. F. Angel und R. Staher hatten eine interessante Entdeckung gemacht, welche F. Angel (1952) in der Monographie der Hochalm-Ankogel-Gruppe mitteilt (3). Die beiden Autoren fanden das Kalkmarmorband, welches aus dem Melnikar ins Perschitztal streicht (Exner 1940 [18]), in streichender Fortsetzung tief unten im Maltatal beim Weiler Feistritz auf. Bekanntlich stellen in migmatisierten und auch in phyllonitisierten Serien, wo Phyllite, Quarzite und Glimmerschiefer in Gneise übergehen, die Marmorbänder das beständigste und am leichtesten und einwandfrei kenntliche Zeichen sedimentärer Deckenscheider zwischen Gneisdecken dar, an welche sich der Tektoniker mit Vorliebe und voller Berechtigung klammert. Hier bot sich also ein neuer Anhaltspunkt, an die Frage des Tiefbaues heranzugehen: Wie hängen Hölltor-Rotgülden Kern und Gößgraben Kern in der Tiefe miteinander zusammen?

Die Fragen 1—5 konnten weitgehend geklärt werden. Auf das Gebiet des Hochalm Kernes und der Deckenabspaltungen im Maltatal talaufwärts Pflüghof wird hier nicht eingegangen. Dazu sind weitere Untersuchungen und tektonische Verbindung zu meinem Arbeitsgebiet um Gastein erforderlich.

Gößgraben Kern

Porphyrischer granitischer Gneis baut den Kessel des Radlgrabens auf. Dieser Gesteinskörper war bisher vor allem aus dem Gößgraben bekannt (F. Angel). Er bildet ein NW—SE-streichendes Gewölbe mit NW—SE-streichender Faltenachse. Die Kulmination dieses granitischen Gneiskernes befindet sich unter dem Reißbeck. Dort trifft man südlich vom Kleinen Reißbeck im Kare des „Hohen Sees“ die Striemung (Faltenachse) im Gestein in schwebender Lagerung, NW—SE-streichend. Hingegen fällt

weiter östlich, in den Gräben des Radlgrabens und im Gebiet der Hohen Leier die Faltenachse nach SE ein. Im Gößgraben, in der Umgebung der Giessener Hütte fällt die Faltenachse nach NW unter die Hochalmspitze ein. Die regionaltektonische Abtrennung und Stellung des Gößgraben Kernes zu den anderen Teilkörpern des Hochalm-Ankogelmassivs wurde im Jahre 1949 (20, S. 214) erläutert.

Der Gößgraben Kern ist im Radlgraben 1500 m mächtig aufgeschlossen. Der porphyrische granitische Gneis ist sehr rein entwickelt und arm an Fremdgesteinseinschlüssen. Die teils automorph begrenzten, teils als Kristallaugen ausgebildeten Kalinatronfeldspate werden einige Centimeter lang. Biotit ist vorhanden. Das Gestein entspricht makroskopisch dem porphyrischen granitischen Gneis vom Tauerntunnel (Typozentralgneis). Eine Linse aus etwas biotitreicherem flasrig-augigem granitischem Gneis befindet sich auf der Trogschulter des Radlkessels. Phyllonitonen sind im Hohen Kar entwickelt; dort streichen auch zwei Zerrüttungsstreifen (acklüfte) aus den Scharten der Zinkenspitze in NE-Richtung über den breiten Karboden. Migmatisch verunreinigte aplitische und granitische Gneise mit reichlicher Entwicklung von Aplit- und Pegmatoidgängen treten an der Kesselstiege auf.

Reißeckmulde

Über dem porphyrischen granitischen Gneis des Gößgraben Kernes liegt schwebend die Amphibolitkappe des Reißecks. Amphibolit und migmatischer Gneis der Kaltherberg Scharte fallen nach S ein; hingegen neigen sich die Glimmerschiefer, Migmatite und Amphibolite der Tandel Spitze (Winkelnock) nach N. Es ist nun auffallend und wurde bereits von F. Angel betont, daß hier sedimentogene Glimmerschiefer und Quarzite vorkommen, die denen der Woiskens-Seebachmulde (Gebiet: Gastein-Mallnitz) gleichen. Diese Serien bezeichne ich als „zentrale Schieferhülle“; ihr stratigraphisches Alter ist problematisch. Für die Auflösung der Tektonik stellen diese Glimmerschiefer und Quarzite jedenfalls ein wichtiges Glied dar und man kann die betreffenden, erstmals von F. Angel beschriebenen Glimmerschiefer und Quarzite in den Migmatiten und Amphiboliten über dem Gößgraben Kern als Reißeckmulde zusammenfassen (20).

Am Gipfel der Tandel Spitze stehen typische Woiskenschiefer (Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Biotit und Chlorit), Granatglimmerschiefer, Graphitquarzite, Migmatitgneise, aplitisch injizierte Glimmerschiefer, grobkörnige und feinkörnige Amphibolite, aplitisch injizierte Amphibolite und Migmatitgneise an. Die Glimmerschiefer sind sedimentogen.

B-Gneis-Serie (Riesenlagengneise, Bandgneise, Randgneise)

Die der Reißeckmulde in unserem Gebiete auflagernden B-Gneise gleichen denen des Gebietes um Mallnitz—Ankogel und denen der Mureckdecke westlich des Katschberges. Es herrscht der charakteristische Lagenbau mit Bändergneisen, aplitisch injizierten Amphiboliten, Prasiniten, Mischgesteinen, aplitischen und granitischen Gneisen.

Ein größerer Granitgneiskörper mit intensiv postkristallin deformierten porphyrischen Kalinatronfeldspaten, die teilweise augenförmig ausgeheilt sind, befindet sich innerhalb der B-Gneis-Serie in der Umgebung der Bliesch

Alm, westlich Malta. Dieser Granitgneis der Bliesch Alm baut den Grat des Fürstriegels und der Gespitzten Wand auf. Er erinnert an den Granitgneis der Mureckdecke und des Lassörn Kares. Weiter südlich treten in geringer Mächtigkeit Granitgneisbänder auf, die mit dem der Bliesch Alm zusammenhängen dürften.

Petrographisch seien innerhalb der mannigfaltigen B-Gneis-Serie die Granatamphibolite der Bösen Nase und des Hintereggen Grabens erwähnt. Die Granatkörner erreichen 1 cm Durchmesser. Migmatitgneis, aplitischer Gneis und Augengneis im Gipfelgebiet des Gemeinecks sind teilweise postkristallin durchbewegt. Erzreicher Lagenquarz vom Bergbau Radlgraben („Klausenberg“) weist strenge Einregelung der Quarzkörner auf. In basischem Randgneis am derzeit im Bau befindlichen Güterweg von Malta auf den Maltaberg sind Bleiglanz, Pyrit und Kupferkies führende Lagerquarze vom Typus Schellgaden aufgeschlossen. An diesem Weg sind übrigens besonders instruktiv die allmählichen metasomatischen Übergänge zwischen basischen Randgneisen und Glimmerschiefer-Quarzitgruppe der peripheren Tauernschieferhülle angeschnitten. Der in Betrieb befindliche Steinbruch von Koschach im Maltatal schließt mnskwitführenden Biotitstreifengneis mit Quergriffen von Aplit und Pegmatoid auf. Phyllonitische biotitreiche Rutschflächen finden sich an der Grenze zwischen Aplit und Gneis. Andererseits sind aplitische Quergriffe vorhanden, die den Anschein nachtektonischer Entstehung machen (diskordante Aplitinjektionen). Gefügekundliche Untersuchungen sind hier notwendig. Erwähnt sei, daß sich im Pegmatoid dieses Steinbruches auch Pyrit und Granat finden. Schöne diskordante metasomatische Aplitite sammelte ich auch im Gneis unter der Rödernwand.

Die B-Gneise erreichen 2000 m Mächtigkeit. Gegen das Drautal (Gebiet: Böse Nase, Hohegg, Roß Alm) fallen sie verhältnismäßig steil, mit 40° Neigungswinkel, nach S ein. Längs der SE-Flanke der Tauern (Abdachung zum Liesertal) beträgt die Neigung der B-Gneise bloß 20–30° nach SE.

Im Gebiete des Maltatales zwischen Malta und Pflüghof gabelt sich die B-Gneis-Serie in zwei Äste. Dazwischen liegt das Feistritzer Kalkmarmorband (Silbereckmulde). Der Teil der B-Gneise, welcher ins Hangende des Feistritzer Marmorbandes zu liegen kommt, setzt als Mureckdecke ins Lieser- und Murtal fort. Der zweite Ast der B-Gneis-Serie biegt ins Liegende des Feistritzer Marmorbandes ein und streicht ins Maltatal oberhalb Pflüghof weiter. Ich bezeichne den zuletzt genannten mächtigen B-Gneis-Komplex, der ins Maltatal einbiegt und sich somit zwischen Gößgraben Kern und Feistritzer Kalkmarmorband einschiebt, als Maltatalmulde. Unter der Maltatalmulde hängen Hölltor-Rotgülden Kern und Gößgraben Kern in der Tiefe miteinander zusammen (F. Angel).

Das Kalkmarmorband von Feistritz im Maltatal

Aus dem Melnikkar streicht das zwischen den Synklinalen IV und V befindliche Kalkmarmorband bis zum Talgrund des Maltatales bei Feistritz (F. Angel-R. Staber). Die Faltenachsen tauchen hier nach SE ein. Mit Hilfe des Kalkmarmorbandes (Tafel III, Fig. 3) läßt sich im Profil (Tafel I) die Lage des in der Tiefe unter den B-Gneisen begrabenen granitischen Hölltor-Rotgülden Gneiskernes konstruieren.

Das Mittelstück des Kalkmarmorbandes zwischen Feistritz und Perschitztal konnte ich in der Rödernwand beobachten.

Das Kalkmarmorband befindet sich in der Rödernwand, etwa 400 m über dem Talboden des Maltatales und ist bei guter Beleuchtung als weißer Felsschrofen vom Tale aus sichtbar. Durch die Felsschlucht, welche 1 km talaufwärts Feistritz mit einem breiten Bachschuttkegel am linken Hang des Maltatales mündet, kann man zur weißen Felswand gelangen. Sie besteht aus 10 m mächtigem Kalkmarmor, der infolge eines nach SW konvexen Faltenscharniers lokal angeschoppt ist. Folgende Beobachtungen wurden bei dieser Begehung angestellt:

Über dem Talboden des Maltatales stehen muskowitzführende Biotitstreifengneise mit prächtigen Aplit- und Pegmatoidquergriffen, ähnlich wie im Steinbruch Koschach an. Darüber folgen in der Felsschlucht feinerkörnige, sehr biotitreiche, aplitisch geäderte Gneise. Über einen kleinen Bergsturz (Kalkmarmorblöcke) erreicht man die weiße Wand. Der Kontakt zwischen biotitreichem augigem, von aplitischen Schlieren durchzogenem granitischem Gneis und Kalkmarmor ist sehr deutlich aufgeschlossen. Schmale Kalkmarmorlagen sind mit dem Gneis verkeilt. Nahe dem nach SW konvexen Faltenscheitel des Kalkmarmorbandes ist der granitische Gneis postkristallin mylonitisiert. Über dem Kalkmarmor folgen konkordant einige Meter mächtige Serizitquarzite, Woikenschiefer und sonstige Glimmerschiefer. Darüber liegt konkordant granitischer Gneis. Unser Kalkmarmorband verliert in südöstlicher Richtung rasch an Mächtigkeit. Östlich der weißen Wand ist es noch 3 m mächtig, mit hangender Schieferbegleitung vorhanden. Östlich der markanten Felarinne, welche einer geringfügigen Verwerfung entsprechen dürfte, konnte ich das Marmorband im östlichen Teil der Rödernwand nicht mehr sehen.

Periphere Tauernschieferhülle (Fig. 1, 2, 4, 5 auf Tafel III)

Die den B-Gneisen des Drau- und Liesertales auflagernde basale Glimmerschiefer-Quarzitgruppe ist genau so wie im Katschberggebiet ausgebildet. Charakteristisch sind die Albitporphyroblasten-Glimmerschiefer; häufig sind auch Turmalinporphyroblasten, die z. B. im Gebiete des Gemeinecks (zwischen Gamper Alm und Bergfried Hütte) 3 cm Länge erreichen (Chlorit-muskowitglimmerschiefer mit Turmalinporphyroblasten).

Dolomit und Rauhwacke (wahrscheinlich Trias) findet sich nur am Hummel Knopf-SE-Kamm anstehend; derselbe Gesteinszug wird in ver-rutschtem Zustand beim Fahrweg nordwestlich der Klein Tröbacher Alm zum Kalkbrennen verwendet (Kalköfen). Die Dolomitbreccien bei Dornbach (wahrscheinlich Lias-Breccie) wurden schon im Bericht 1949 (21) beschrieben.

Die Kalkglimmerschiefer-Grünschiefergruppe zeigt die typische mehrfache Übereinanderfolge von Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit, Schwarzphyllit und Grünschiefer (Bündner Schiefer-Serie).

Die vom Katschberg bis zum Hummel Knopf flach östlich einfallende Tauernschieferhülle stellt sich dort, wo der Hummel Knopf ins Drautal abfällt, plötzlich steil und zeigt unten im Tal sogar inverses N-Fallen. Die Form entspricht einer Walze mit SE-eintauchender Faltenachse. Tatsächlich herrschen ganz allgemein sowohl im nördlichen als auch im südlichen Schenkel dieser walzenförmigen Falte lineare Parallelgefüge (Stri-mung, Stengelachsen, Faltenachsen), die flach nach SE eintauchen. In den steilen Schichtpaketen des Drautales fallen die Stri-mungs-Linearen steiler nach SE (Fallwinkel meist $> 30^\circ$; siehe Eintragungen auf der geologischen Karte in Tafel I). Das dürfte mit junger, nach der Achsenprägung erfolgter Steilstellung des Drautal-Schenkels in Zusammenhang stehen (siehe Über-legungen und Beobachtungen bei E. Clar (14) und G. Frasl (24 a).

Unterostalpine mesozoische Schollen

Die Einzelheiten der Beobachtungen an den unterostalpinen mesozoischen Schollen südlich des Maltatales bis zum Hintereggen Graben wurden bereits im Bericht 1949 (21) mitgeteilt. Die weitere Fortsetzung vom Hintereggen Graben bis nach Maria in Hohenburg oberhalb Pusarnitz in Drautal fand Dr. J. Kratochvil (Wien) in guten neuen Aufschlüssen längs des im Bau befindlichen, für Traktoren befahrbaren Güterweges, der vom Wegkreuz P. 1124 (Sattel zwischen Kolm Spitz und Eckberg) nach Pusarnitz führt. Herr Dr. Kratochvil machte mich freundlicher Weise auf seine Entdeckungen aufmerksam, von deren Richtigkeit ich mich im Gelände überzeugen konnte:

Eine große Dolomitscholle befindet sich zusammen mit Quarzit und Bänderkalk im Quarzphyllit beim Gehöft Kohlmaier. Zwischen den Gehöften Kohlmaier und Karl sind mehrere kleine Dolomit-, Quarzit- und Bänderkalkschollen im Quarzphyllit aufgeschlossen. Nördlich und nordwestlich Gehöft Karl, dort wo vom neuen Güterweg ein schmaler Fahrweg zur Wallfahrtskirche Maria in Hohenburg abzweigt, steckt im Quarzphyllit eine Linse aus Bänderkalk (2 m mächtig), Brecciadolomit (1 m) und etwas Rauhwacke. Am Weg zur Hohenburg findet man kleine Vorkommen von Rauhwacke, Quarzit, Dolomit und grauem Bänderkalk.

Im Tabor Graben (Fig. 5, Tafel III) oberhalb Rappersdorf bei Mühdorf im Mölltal liegt Quarzit nahe der Grenze zwischen Tauernschieferhülle und unterostalpinem Quarzphyllit. Hingegen grenzt beim Gehöft Stöcklern (nördlich Pusarnitz) und beim Gehöft Granitzer (bei Görjach) der unterostalpine Quarzphyllit unmittelbar an die Kalkphyllite der Tauernschieferhülle an.

Erwähnenswert ist schließlich noch die Lage der Quellaustritte der Säuerlinge von Trebesing und Radlbad justament an der Grenze zwischen Tauernschieferhülle und unterostalpinen Schollen. Bei dem Trebesinger Säuerling („Kriegsquelle“) sind die Aufschlüsse folgendermaßen beschaffen:

Im Hangenden des Kalkphyllits der Tauernschieferhülle steht dort 20 m über dem Gehöft Gapnig ein 3 m mächtiger Quarzit mitsamt Rauhwacke und grauem Kalkschiefer an. Gelber Dolomit (Trias?) liegt in Rollstücken am Weg. Beim Gehöft Gapnig finden sich Quarzphyllit-Aufschlüsse. Der Säuerling tritt unmittelbar neben der Grenze zwischen Tauernschieferhülle und Unterostalpin aus.

Somit ist also der Ring unterostalpiner Schollen, ausgehend von den Radstätter Tauern über das Katschbergprofil ins Lieser- und Maltatal, Radlgraben, Hintereggen Graben bis ins Drautal bei Maria in Hohenburg oberhalb Pusarnitz in Form perlschnurartig aneinandergereihter Linsen hindurchverfolgt. Gegen NW ist das nächste bisher bekannt gewesene Vorkommen der Matreier Schollenzone von S. Prey am Grafenberg bei Außerfragant im Mölltal beschrieben worden (31 a).

Im Mai 1954 (während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit) fand ich im Zuge der geologischen Kartierung des unteren Mölltales eindeutige Aufschlüsse der Matreier Zone und des Rote Wand-Modereckgneises bei Oberkolbnitz in der Schlucht des Riekenbaches. Es ist also jetzt auch im unteren Mölltal die Matreier Zone und die Rote Wand-Modereckdecke nachgewiesen. Übrigens steht bei Obervellach die Burg Groppenstein auf dem typischen Gneis der Rote Wand-Modereckdecke.

Unterostalpiner Quarzphyllit und Diaphthorit

Über der Tauernschieferhülle, bzw. über den geringmächtigen unterostalpinen mesozoischen Schollen lagern Quarzphyllite (wahrscheinlich

paläozoischen Alters) und mit ihnen innig verknüpft: Diaphthorite des altkristallinen Granatglimmerschiefers und Gneises (siehe Detailbeschreibung im Aufnahmebericht 1949 [21]). Ebenso wie im analogen und in unmittelbarer Fortsetzung befindlichen Katschberg-Quarzphyllit („Katschbergschiefer“, F. Becke, 1908) sind auch hier progressiv metamorphe Ton-schieferabkömmlinge schwer und nur in Einzelfällen von regressiv metamorphen Granatglimmerschiefeln und Gneisen zu trennen.

Der Lokalname „Gmünder Phyllit“ (R. Schwinner 1927) bezeichnet die unterostalpinen Quarzphyllite und Diaphthorite des Gebietes um Gmünd. „Gmünder Phyllit“ und „Katschbergschiefer“ sind Lokalbezeichnungen für petrographisch, tektonisch und wohl auch stratigraphisch analoge und räumlich miteinander durchgehend schön verbundene (Gebiet der Torscharte) Verbreitungsgebiete der unterostalpinen Quarzphyllit- und Diaphthoritzone.

Die unterostalpinen Quarzphyllite und Diaphthorite tauchen auf der Strecke zwischen Stubeck und Hintereggen Graben allgemein unter den altkristallinen Granatglimmerschiefer ein. Im Liesertal bei Eisentratten und im Dreh Graben nördlich Kreuzschlach (bei Gmünd) bildet unterostalpiner Quarzphyllit und Diaphthorit Halbfenster unter dem Granatglimmerschiefer (siehe geologische Karte, Tafel I). Südlich und westlich Kreuzschlach ist Grünschiefer dem Quarzphyllit eingelagert und wird in einem Steinbruch im Liesertal abgehaut. Stellenweise finden sich größere Quarzitvorkommen im Quarzphyllit.

Im Liesertal südlich Oberallach (südlich Trebesing) und im Hintereggen Graben ist das südliche Einfallen der unterostalpinen Quarzphyllite und Diaphthorite unter den altkristallinen Granatglimmerschiefer in breiter Front und in guten Aufschlüssen zu sehen. An den Felswänden neben der Straße im Liesertal südlich und nördlich Oberallach kann man sämtliche Verbindungsglieder zwischen Granatglimmerschiefer, granatführendem diaphthoritischem Glimmerschiefer und Phyllit sammeln.

Eine Probe von granatführendem Muskowitphyllit (Fundort: Südlich Oberallach, Liesertal) erweist sich unter dem Mikroskop als postkristallin deformiert bezüglich Muskowit, Graphit, Quarz und Granat. Graphit ist mit Muskowit parallel verwachsen. Die Granatkörner sind intensiv korrodiert; sie befinden sich im Zustande der Auflösung. Turmalin ist reichlich vorhanden. Ferner: Magnetit und Apatit. Sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Quer durch den Hintereggen Graben streicht der unterostalpine Quarzphyllit aus dem Lieser- ins Drautal. Am neuen Güterweg vom Sattel P. 1124 (zwischen Kolm Spitz und Eckberg) nach Ober-Lendorf ist der Übergang von der flachen Schichtneigung zur Saigerstellung im Drautal kontinuierlich an den Quarzphyllit-Aufschlüssen zu verfolgen. Der unterostalpine Quarzphyllit macht also dieselbe Walzfaltung wie die Tauernschieferhülle (siehe oben) mit. Der Quarzphyllit streicht ohne Unterbrechung und ebenso regelmäßig mitsamt der typischen Diaphthoritserie um die Tauernfenster-SE-Ecke herum wie die Tauernschieferhülle.

Westlich des Eckberges findet sich massenhaft reliktsicher Granat im Quarzphyllit. Am rot markierten Weg von P. 1124 nach St. Paul am Hühnersberg trifft man kontinuierliche Übergänge von Quarzphyllit über diaphthoritischen Granatglimmerschiefer zu frischem Granatglimmerschiefer. Auch hier hat der Bau eines neuen Güterweges ausgezeichnete Aufschlüsse gebracht. Die Diaphthorose des Granats ist in allen Stadien zu beobachten (Chloritisierung des Granats). Besonders intensiv postkristallin mylonitisierte Gesteinsstreifen sind zu weichen Letten zerrieben. Diese geben zu Rutschungen Veranlassung (z. B. zwischen Kohlmeier und Firker).

Im Gehänge des Drautaales sind die unterostalpinen Quarzphyllite steil an die Tauernschieferhülle angepreßt. Südlich grenzen sie nicht mehr an Granatglimmerschiefer, sondern an diaphthoritische und phyllonitisierte Paragneise, Quarzite und quarzreiche Glimmerschiefer (Altkristallin) an.

Makroskopisch unterscheidet sich der unterostalpine Quarzphyllit des Drautaales durchaus nicht von dem des Liesertales und Katschberges. Mikroskopisch fand ich jedoch im Quarzphyllit des Drautaales oberhalb Pusarnitz an der Grenze zur Tauernschieferhülle große Albitporphyroblasten mit verlegtem internem graphitischem Reliktgefüge. So etwas wurde bisher am Katschberg im Quarzphyllit nicht gefunden, dort bleiben die Albitkörner im Quarzphyllit sehr klein und zeigen keine porphyroblastische Ausbildung. Interessanterweise sind die Albitporphyroblasten im unterostalpinen Quarzphyllit oberhalb Pusarnitz im Drautal selbst wiederum nur Relikte. Der Quarzphyllit wurde intensiv postalbitisch durchhewegt. Es folgt die Beschreibung dieses, die Quarzphyllithänge unter Maria in Hohenburg aufbauenden Gesteines:

Chlorit-Serizit-Phyllit (Fundort: Neuer Fahrweg. 700 m südöstlich Stöcklern, bei Pusarnitz). Das Gestein ist postkristallin deformiert bezüglich Albit, Muskowit, Chlorit, Graphit und Quarz. Die Albitkörner liegen als 1,3 mm lange linsenförmige und rundliche Porphyroblasten im Muskowit-Chlorit-Gewebe. Der Albit ist nicht verzwilligt, xenomorph und führt reichlich Graphiteinschlußzüge als verlegtes *si*. Im Gegensatz zu dem umgebenden Muskowit-Chloritgewebe zeigen die Albitkörner keine rupturale Beanspruchung. Sie sind nicht zerbrochen und ihre Auslöschung erfolgt nicht undulös. Wo die Längsdurchmesser der Albitkörner quer zum nachbarlichen Chlorit-Muskowit-Fasergewebe stehen, sind sie seitlich von Streckungshöfen (heterokinetische Räume) umgeben, welche mit intensiv verbogenen Chloritfasern ausgefüllt sind. Die bezüglich Albit externen Graphitschuppen sind groß und zahlreich; sie sind mit Muskowit und Chlorit parallel verwachsen. Ferner ist reichlich Turmalin und Apatit im Gestein vorhanden.

Aus diesem mikroskopischen Schliffbefund können zwei zeitliche differentielle Bewegungsphasen des Gesteines herausgelesen werden:

Phase I: Differentielle Gesteinsdurchbewegung während des Wachsens der Albitporphyroblasten. Es entsteht das verlegte interne Reliktgefüge der Graphitschuppen im Albit.

Phase II: Post-albitische Gesteinsdurchbewegung. Die im Muskowit-Chlorit-Gewebe weich eingebetteten Albitkörner bleiben von Rupturen verschont.

Typische Gneisdiaphthorite stehen bei Pusarnitz an. Man könnte zunächst vermuten, daß die Diaphthorese hier durch junge Verwerfungen (Dran-Möll-Linie) mitbedingt sei. Dem ist jedoch entgegenzuhalten, daß auch hier die Diaphthorite an die steilgestellte Basisserie des Altkristallins der ostalpinen Schubmasse geknüpft sind. Es fehlen nämlich Diaphthorite derartigen Ausmaßes und derart klassischer Einprägbarkeit im Gebiet um Spittal, Edling, Krieselsdorf, wo die jungtektonischen Drau-Möll-Störungen sicher nicht minder intensiv waren, was schon durch die haarscharfe gerade Linienführung des Drautaales und der Millstätter Senke morphologisch ablesbar ist. Außerdem fehlen ja unseren Gneisdiaphthoriten von Pusarnitz die für junge Störungen charakteristischen Zerrüttungszonen mit Kluffletten, Kakiriten, Reibungsbreccien und Gangfüllungen. Es handelt sich vielmehr bei Pusarnitz um typische Gneisphyllonite mit allen Übergängen von Para-, bzw. auch Orthogneisen zu phyllitischen Gesteinen. Eine Reihe von Steinbrüchen schließt die Übergänge von den altkristallinen Gneisen zu den phyllitischen Diaphthoriten auf:

Steinbruch Ober-Lendorf: Alle Übergänge von frischem Paragneis zu Diaphthorit mit quarzphyllitischem Aussehen.

Steinbruch 450 m östlich Schloß Litzlhof: Verschonte Paragneislagen in der phyllonitischen Schmiere mit allen denkbaren Übergängen zwischen Paragneis und Phyllonit. Der verschonte Paragneis erweist sich mikrooptisch als postkristallin deformierter granatführender Plagioklasgneis. Hauptgemengteile sind: Biotit, Muskowit, Granat, Chlorit, Quarz und Plagioklas. Der Plagioklas ($> 15\%$ An) zeigt polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklin-, seltener nach Albitgesetz; er ist granuliert und von Hellglimmermikrolithen erfüllt. Die Granatkörner sind von Quarzgrus umgeben. Ferner: Graphit, Erz, Klinozoisit, Titanit und Apatit. Ein Übergangstypus, also teilweise phyllonitisierter granatführender Plagioklasgneis erweist sich makrooptisch als feinkörniges graues Gestein, in dem bloß Glimmerblättchen und undeutlich begrenzte Knoten (Granatkörner in Umwandlung zu Chlorit begriffen) erkeubar sind. Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein postkristallin deformiert. Der Plagioklas ist größtenteils granuliert (Kornerfall) und durch Hellglimmermikrolithen, vereinzelt auch Biotitblättchen, ersetzt. An einer Stelle konnten polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklingesetz beobachtet werden. Neben Plagioklas sind Quarz, Muskowit, Granat, Chlorit und Biotit die Hauptgemengteile des Gesteines. Die Granatkörner zeigen Umwandlungsstadien zu Chlorit. Auch der Biotit erfährt Umwandlung zu Chlorit. Ferner: Graphit, Erz, Apatit und sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Steinbruch südlich Schloß Litzlhof: Dieselbe phyllonitisierte Paragneisserie.

Glazial geschliffene Rundhöcker in der Ortschaft Pusarnitz: Phyllonitisierte Paragneise, häufig in quarzitisches Lagen übergehend. Makrooptisch gewinnt man den Eindruck, daß ein größerer Anteil dieser Quarzite durch selektive Quarzanreicherung während der Diaphthorose aus Paragneis entstanden ist, ähnlich den sekundären Verquarzungen in Gneisphylloniten aus granitischem Tauerngneis z. B. im Stiel der Mallnitzer Gneiswalze und an vielen anderen Orten (besonders schön ausgebildet am Rundbuckel des Tauernsees am Tauernhöhenweg unter dem Korntauern zwischen Hannover Haus und Mindener Hütte). Der mikrooptische Befund macht mit einiger Wahrscheinlichkeit noch Pseudomorphosen nach Granat feststellbar. So zeigt der Muskowitquarzit in der Ortschaft Pusarnitz am Rundbuckel östlich der Kirche ebenflächiges Parallelgefüge. Hauptgemengteile sind Quarz und Muskowit. Beide stark postkristallin deformiert. Rundliche oder linsenförmige mikroskopische Muskowit-Chlorit-Anreicherungen, bestehend aus einem feinen Filz der beiden Minerale zusammen mit Graphit und Erz, sind als Pseudomorphosen, wahrscheinlich nach Granat deutbar. Ferner: Chlorit, Erz, Graphit, Turmalin, Apatit und recht viel Zirkon. Ob es sich ursprünglich um einen Granatquarzit oder um einen Granatparagneis gehandelt hat, kann nicht entschieden werden.

Steinbruch 100 m südlich Schloß Litzlhof bei Pusarnitz: Phyllonitisierter Mikroclin-Albit-Muskowitgneis (M-Gneis). Dieser aplitische Orthogneis mit flächigem Parallelgefüge zeigt eine straffe Striemung (Elongation der Muskowitblättchen) auf s. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Quarz, Mikroclin und Albit. Die Muskowitblättchen sind postkristallin verbogen und gequält. Quarz ist stark undulös. In großer Menge ist der Mikroclin vorhanden. Meist handelt es sich um perthitfreie, intensiv und scharf gegitterte xenomorphe Körnchen (Typ: Knaf I); hingegen sind aderperthitische Mikroklinkörner größer und im allgemeinen seltener (Typ: Knaf II). Der Plagioklas ($> 15\%$ An) ist xenomorph, einschlußfrei, nicht verzwilligt oder nur mit wenigen polysynthetischen Lamellen nach Albitgesetz behaftet (Typ: Plag II). Ferner: Apatit und etwas Erz.

Steinbruch in der inselförmigen Felskuppe im Drautal (inmitten der Alluvionen), zirka 250 m ost-südöstlich P. 551 bei Pusarnitz: Hier steht gefalteter phyllonitisierter Mikroclin-Albit-Muskowitgneis (M-Gneis) an, der von einem 1 m mächtigen Quarzgang durchsetzt wird. Der Plagioklas dieses Orthogneises zeigt zahlreiche polysynthetische Zwillinglamellen nach Albitgesetz und besitzt Hellglimmermikrolithen. Mikroclin ist durchwegs intensiv, fein und klar gegittert und perthitfrei (Typus: Knaf I).

Eisenbahneinschnitt im glazial gescheuerten Fels bei der Ruine Feldberg bei Pusarnitz: Feinkörniger grauer Quarzit mit flächigem Parallelgefüge. Hauptgemengteile: Quarz, Muskowit und Graphit. Der Quarz ist stark undulös, gelängt in s und nach dem Kornbau geregelt (zu Überindividuen gruppiert). Muskowit ist postkristallin deformiert. Ferner: Zirkon und Granat. Hier dürfte es sich wohl schon primär um einen Quarzit gehandelt haben.

Das altkristalline Gebirge der ostalpinen Schubmasse unmittelbar über dem Tauernfenster

Hat man die regressiv metamorphen Quetschgesteine (Diaphthorite) der Basiszone dieser gewaltigen Schubmasse passiert, so gelangt man aus dem Tauernfenster in ein weiträumiges Glimmerschiefergebirge mit Granatglimmerschiefern, Quarzitglimmerschiefern, Quarzitgneisen, Paragneisen, mit Amphibolit- und Marmorzügen, pegmatitischen Lagergängen und Injektionsgneisen. Bekanntlich lagert der Basalquarzit der Trias von Innerkrems diskordant dieser Kristallinserie auf und die Trias der Innerkrems zeigt nur schwache Metamorphose, so daß der vortriadische (altkristalline) Charakter unserer Kristallinserie feststeht.

Doch zeigt sich in unserem Untersuchungsgebiet kein sehr scharfer mineralfazieller Hiatus zwischen Jungkristallin (Tauernfenster-Inhalt) und Altkristallin (ostalpine Schubmasse). Allerdings haben wir es in dem kleinen Gesteinsstreifen, der hier im Raume Spittal—Millstätter See—Eisen-tratten—Stubek zur Beobachtung gelangte, bloß mit Gesteinen unmittelbar über dem Tauernfenster zu tun. Man müßte also höher in die ostalpine Schubmasse aufsteigen, bzw. sich weiter vom Tauernfensterrand entfernen, um die charakteristischen mineralfaziellen Unterschiede zu begegnen, die F. Angel auf Grund seiner umfassenden Kenntnis beider Gebiete so klar umrissen hat (Tauernkristallisation im Gegensatz zur Gleinalmkristallisation). In unserem engen Aufnahmegebiet entspricht der Mineralgehalt der gesammelten Gesteinsproben im wesentlichen noch der Epidotamphibolitfazies. Albit scheint mir häufiger zu sein als Oligoklas. Ja, es finden sich reine Albite und Schachbrettalbite (31 b) als Gesteinsgemengteile. Die Kalkmarmore der Umgebung von Treffling sind quarz- und tremolitführend. Mineralien der Epidotgruppe sind häufig. Auffallend ist die sehr reiche Turmalinführung. Häufig begegnen wir Staurolith. Dazu kommen die selteneren Minerale, welche das Altkristallin von Spittal an der Drau auszeichnen (6, 7, 27). Trotz der geringen mineralfaziellen Unterschiede bleibt natürlich als wichtigste Tatsache uneingeschränkt bestehen, daß das Altkristallin unseres Untersuchungsgebietes eine durchaus anders geartete geologische Formation darstellt als die Tauernserien, vor allem wegen der großen Verbreitung der Granat-Biotit-Muskowit-Glimmerschiefer, der granatführenden Zweiglimmerquarzite und quarzitischer Gneise im Altkristallin.

Ein Blick auf die geologische Karte (Tafel I) zeigt, daß auch in der Anordnung der flächigen und linearen Gesteinsparallelgefüge kein absoluter Hiatus zwischen der randlichen Altkristallinserie und dem Tauernfenster-Inhalt zu bestehen scheint. Wohl sind die linearen Parallelgefüge des Altkristallins recht unregelmäßig angeordnet und stehen daher in einem deutlichen Gegensatz zur straffen Regelung im Tauernfenster. Aber es scheint doch kein Zufall zu sein, daß auch im Altkristallin Faltenachsen, die südöstlich streichen, häufig sind und daß jedenfalls selten meridionale Streichrichtung der Faltenachsen beobachtet wurde.

Die vorgenommene geologische Übersichtsaufnahme¹⁾ kann ja nur den Zweck haben, zunächst einmal die makroskopisch deutlich sichtbaren

¹⁾ Die vorzügliche Beschreibung der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern von K. Metz 1954 (29 a) gibt vorbildlich eine petrographische und petrotektonische Analyse der altkristallinen Granatglimmerschiefer. In diesem Sinne wäre auch im Altkristallin des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes weiterzuarbeiten.

Haupt-s-Flächen und Haupt-Linearen im Kartenbild festzuhalten. Nun müßte erst eine fachmännische gefügekundliche Analyse einsetzen, um ältere Prägungen von jüngeren zu scheiden. Und es müßten nicht bloß die wenigen von mir gemessenen Haupt-Gefügeelemente, sondern der ganze Kanon von Nebenachsen, Fugen usw. berücksichtigt werden. Solange dies nicht geschehen ist, kann man wohl vermutungsweise aus dem bisher gewonnenen Kartenbild hypothetisch ableiten, daß hier altkristalline Strukturen teilweise und unvollständig alpidisch umgeprägt wurden. So kommt es, daß hier kein scharfer Hiatus, sondern eine gewisse Angleichung des Altkristallins an die alpidische geprägten Strukturen des Tauernkörpers vorzuliegen scheint. Also eine alpidische Umfaltung voralpidischer Strukturen. Am deutlichsten scheint mir dies im südlichen Teil des Aufnahmegebietes zu sein, wo im Liesertal (zwischen Lieserhofen und Trebesing) die Granatglimmerschiefer und im Drautal (zwischen Göriach und Lendorf) die Paragneise strukturell dem Tauernkörper angeglichen sind. Etwas ähnliches wäre wohl auch für den Mineralbestand denkbar. Nämlich eine Angleichung des voralpidischen, wahrscheinlich ursprünglich mesozonalen (Amphibolitfazies his Epidotamphibolitfazies) Mineralbestandes des Altkristallins an den meso- bis epizonalen (Epidotamphibolit- bis Grünschieferfazies) Mineralbestand der Tauern.

Schon R. Schwinner hat die Grenze des mehr oder minder geschlossenen Verbreitungsgebietes der Granatglimmerschiefer („Radentheiner Serie“, R. Schwinner, 1939) gegen die Quarzite, Quarzitgneise und Paragneise mit Injektionsgneisen und Pegmatitlagergängen („Millstätter Serie“, R. Schwinner, 1939) gekennzeichnet und manche wichtige Beobachtung mitgeteilt. Der Kürze halber beschränken wir uns auf Ergänzungen zu Schwinner's Darstellung (32, 33).

An der Grenze zwischen Paragneis und Granatglimmerschiefer nördlich Lieserbrücken treten mehrfache Wechsellagerungen zwischen beiden Gesteinen auf. Nördlich davon sind im Granatglimmerschiefer prächtige Walzen (Stengeltektonite) ausgeprägt. Auch im Granatglimmerschiefer finden sich Aplitgneislagen.

Granatglimmerschiefer. Fundort: Liesertal. An der Flußschlinge nordnordwestlich Lieserbrücke. Das Gestein ist mit 5 mm großen Granaten durchspickt. Muskowit herrscht gegenüber Biotit vor. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Granat, Quarz und Biotit. Die Kristallisation von Biotit und Muskowit hat die Gesteinsdurchbewegung überdauert. Spitzwinkelige Falten im Gestein werden von Muskowit und Biotit in Polygonalzügen abgebildet. Quarz ist nur schwach undulös. Im Graut findet sich als Einschuß idiomorpher Turmalin. In den linsenförmigen Streckungshöfen um die großen Granatkörner ist Quarz angereichert. Nebengemengteile: Ilmenit, Apatit, Staurolith (0,66 mm, automorph); ferner: rhomboedrisches Karbonat, Titanit und Limonit.

Eine quarzreiche Lage desselben Vorkommens zeigt analogen Mineralbestand.

Weiter nördlich befinden sich im Granatglimmerschiefer des Liesertales Quarzitlagen, teils auch als Quarzitgneis ausgebildet. Dazu gehören die folgenden zwei Gesteinsproben:

Feinkörniger granatführender Quarzitgneis. Fundort: Liesertal, zirka 300 m südlich der Straßeabzweigung nach Altersberg. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Biotit (meist in Chlorit umgewandelt), Quarz, Granat und Plagioklas. Die Glimmer sind parakristallin deformiert. Quarz ist undulös. Die Granatkörnchen bleiben klein (< 0,3 mm) und sind sehr zahlreich. Der Plagioklas (um 15% An) ist xenomorph und zeigt wenige

polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklingesetz; er ist reich an Hellglimmermikrolithen. Ferner: Graphit, Ilmenit, Magnetit und Apatit.

Granatführender Muskowit-Chlorit-Quarzit. Fundort: Steinbruch südlich „Steinbrucker“, an der alten Grönder Straße („Römerstraße“) im nördlichen Gehänge des Hintereggen Grabens (Steinbrückenbach). Ebenflächiges Parallelgefüge. Makroskopisch ist die Umwandlung der 2 mm großen Granatkörner zu Chloritknoten gut erkennbar. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Quarz, Granat und Chlorit. Postkristalline Deformation der Hauptgemengteile. Umwandlung von Granat zu Chlorit in allen Stadien. Es finden sich einige wenige Körner von xenomorphem Plagioklas (< 15% An) mit wenigen polysynthetischen Zwillinglamellen nach Albitgesetz. Ferner: Graphit, Turmalin, Apatit, Zirkon, radioaktive Höfe um Zirkon in Chlorit. Sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

Granatführender Quarzitzgneis baut den Härtling des Kolm Berges bei Treffling auf. Er findet sich linsenförmig im Granatglimmerschiefer nordwestlich „Kopfwand“ und im Liesertal bei Eisentratten.

Mitunter ist der Granatglimmerschiefer biotitarm bis biotitfrei (östlich Treffling bei „Bönig Hütten“, hier mit 3 cm großen Granatkristallen, und am Hange des Eckberges, nordöstlich St. Paul).

Aus den altbekannten Kalkmarmor- und Amphibolitzügen im Granatglimmerschiefer bei Treffling wurden ebenfalls einige Proben untersucht:

Der Steinbruch, zirka 250 m südlich Ruine Sommereck bei Treffling, zeigt 3 m mächtige Kalkmarmorlagen, welche zusammen mit Amphibolit konkordant dem Granatglimmerschiefer eingeschaltet sind. Die Granatkristalle im Glimmerschiefer sind 11 mm groß. Es handelt sich um plagioklasführenden Granatglimmerschiefer mit ebenflächiger Paralleltextr. Die s-Flächen sind von Muskowitschuppen bedeckt (5 mm Durchmesser). Biotit bildet kleinere und weniger zahlreiche Schuppen. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Biotit, Quarz, Granat und Plagioklas. Die Kristallisation der Glimmer überdauerte im allgemeinen die Gesteinsdurchbewegung. Stellenweise sind jedoch die Glimmer schwach postkristallin verbogen. Der Quarz ist schwach undulös. Plagioklas (< 15% An) ist xenomorph und häufig polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Quarzstengel (Myrnekittquarz) sind in Plagioklas eingewachsen. Graphit ist häufig mit Glimmer parallel verwachsen. Ferner: Apatit, Hämatit und Limonit.

Recht rein ist der farblose grobkörnige Kalkmarmor dieses Steinbruches. Die Korngrößen des rhomboedrischen Karbonats erreichen 3,5 mm. Selten sind die Lamellen etwas verbogen. Quarz bildet mit 0,5 mm großen isometrischen Körnchen ein typisches „Quarz in Kalzit“-Gefüge. Diese Quarzkörnchen sind meist optisch völlig ungestört (nicht undulös) und zeigen Tendenz zu Automorphie. Muskowit bildet einzelne 0,8 mm lange Täfelchen.

Der feinkörnigere grau-weiß gebänderte Kalkmarmor dieses Steinbruches ist tremolitreich. Hauptgemengteile sind: Kalzit, Tremolit und Quarz. Der Kalzit erreicht 2 mm Korngröße und seine polysynthetischen Lamellen sind häufig gebogen. Die Säulchen des Tremolits werden 5 mm lang; sie sind im Dünnschliff farblos; $\gamma/2 = 15,5^\circ$; Zwillinge nach (100); reichlich Einschlüsse von Graphit. Der Quarz ist stark undulös. Ferner: Graphit, Titanit (0,5 mm) und Apatit.

Der Granatamphibolit dieses Steinbruches besitzt als Hauptgemengteile: Grüne Hornblende, Granat, Biotit, Plagioklas und Quarz. Die Kristallisation der Gesteinsgemengteile überdauerte im allgemeinen die Deformation. Der Granat erreicht 2—3 mm Größe. Der Plagioklas (23% An, $2V\alpha = 87^\circ$) ist xenomorph und häufig inverzonar mit polysynthetischen Zwillinglamellen nach Albit- und Periklingesetz; auch Quarzgewächse kommen im Plagioklas vor. Der Quarz ist schwach undulös. Ferner: Magnetit, Ilmenit, Titanit, Apatit und Chlorit (sekundär nach Biotit).

Die Millstätter Gneisserie, welche ohne scharfe Grenze südlich an die Granatglimmerschieferserie anschließt, besteht zu einem großen Teil — wie bereits bekannt — aus feldspatfreien granatführenden Zweiglimmerquarziten, also aus ursprünglich sandigeren Lagen als die mehr aus tonigen Lagen hervorgegangenen Granatglimmerschiefer. Es sind auch keine scharfen

Grenzen zwischen den Granatglimmerschiefern und Granatzeiglimmerquarziten in der Natur ausgeprägt.

Granatführende Zeiglimmerquarzit wird im Steinbruch zirka 425 m südöstlich Gritschach beim Gasthaus „Seerose“ an der Straße neben dem Ufer des Millstätter Sees gebrochen. Das recht harte Gestein zeigt lagenförmigen Wechsel fast reiner Quarzlagen mit glimmerreichen Quarzlagen. Elongation der Glimmerblättchen bedingt eine deutliche Striemung auf s. Granat bildet kleine ($< 2 \text{ mm}$) Knötchen, die teilweise von Chlorit umrindet sind. Hauptgemengteile sind: Quarz, Muskowit, Granat und Biotit. Meist überdauerte in diesem Gestein die Kristallisation der Glimmer ihre Deformation. Stellenweise sind aber auch schwache postkristalline Verbiegungen der Glimmerblättchen zu beobachten. Quarz ist undulös. Sehr auffallend ist das massenhafte Auftreten kleiner Turmalinkörnchen ($< 0,4 \text{ mm}$). Ferner: Chlorit (sekundär aus Granat und Biotit), Graphit, radioaktive Höfe um Zirkon in Biotit.

Ganz ähnlich ist der granatführende Zeiglimmerquarzit im verlassenen Steinbruch am Oberen Fratresberg bei Spittal an der Drau ausgebildet. Es ist ein hartes kompaktes Gestein mit flächigem Parallelgefüge. Die Elongation der Glimmerblättchen auf s entspricht der Achse der Kleinfältelung des Gesteines. Granat erreicht 2 mm Korngröße. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Granat, Biotit und Quarz. Die Kristallisation der Glimmer überdauerte ihre Deformation. Quarz ist schwach bis kaum undulös. Das Auffallendste im mikroskopischen Bild dieses Gesteines sind die massenhaft vorhandenen kleinen ($< 0,25 \text{ mm}$) Turmalinkörnchen. Turmalin findet sich auch zusammen mit Graphit und Biotit als Einschluß in Granat. Ferner: Graphit, Erz, Titanit, Apatit und Zirkon.

Granatführender Zeiglimmerquarzit findet sich auch im Steinbruch Edling, in dem der Spodumenpegmatit vorkommt (?). Das harte quarzitiische Gestein besitzt ebenflächiges Parallelgefüge mit grobschuppigem Muskowit und Biotit (5 mm). Die Granatkörner bleiben klein ($< 1,5 \text{ mm}$). Hauptgemengteile sind: Quarz, Muskowit, Biotit und Granat. Die Deformation der Glimmer erfolgte parakristallin. Quarz ist undulös. Ferner: Graphit, radioaktive Höfe um Zirkon in Biotit; Limonit. Sonderbarerweise führt dieses Nebengestein des Spodumenpegmatits keine Turmalinkörnchen. In diesem Steinbruch sind auch amphibolitische Migmatittypen und Quarzitzneise vorhanden.

Reichhaltige Übergänge von granatführenden Zeiglimmerschiefern zu granatführenden Zeiglimmerquarziten zu Granat-Stauroolith-Albitgneis und granatführendem Albitgneis findet man in dem frischen Material aus dem Stollen der Autobahn in der Halde vor dem Südportal bei Edling:

Granatführender Zeiglimmerquarzit: Hartes kompaktes quarzreiches Gestein. Die Granatkörner bleiben unter 3 mm Korngröße. Hauptgemengteile sind: Quarz (undulös), Muskowit, Granat (Korrosionsformen) und Biotit. Die Glimmer zeigen mitunter schwache postkristalline Deformation. Turmalinkörnchen ($< 0,5 \text{ mm}$) sind zahlreich vorhanden. Ferner: Graphit, Apatit und Zirkon.

Turmalinreicher granatführender Zeiglimmerschiefer: Ebenflächiges Parallelgefüge. Hauptgemengteile: Muskowit, Biotit (6 mm), Granat (3 mm), Quarz und Turmalin ($< 0,7 \text{ mm}$ Korndurchmesser, aber in so großen Mengen im Gestein angereichert, daß Turmalin zu einem Hauptgemengteil des Gesteines wird). Die Deformation der Glimmer erfolgte parakristallin. Turmalin und Graphit finden sich als Einschlüsse in Granat. Quarz ist undulös.

Granat-Stauroolith-Albitgneis: Flächiges Parallelgefüge. Quarz-Albitzeilen wechseln mit glimmerreichen Zeilen ab. Die Durchmesser der Granatkörnchen bleiben kleiner als 1 mm; Stauroolith ist nur mikroskopisch sichtbar. Hauptgemengteile sind: Muskowit, Quarz, Granat, Albit und Biotit. Die Deformation der Glimmer erfolgte parakristallin. Der Albit ist xenomorph, einschlußfrei und zeigt mitunter einige wenige polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklin- und Albitgesetz. Ferner: Stauroolith, Graphit, Erz, Turmalin und Apatit.

Granatführender Albitgneis: Flächiges Parallelgefüge. Die Granatkörnchen sind bis 3 mm groß. Hauptgemengteile: Muskowit, Quarz, Granat, Biotit und Plagioklas. Die Deformation der Glimmer erfolgte parakristallin. Der Plagioklas (5% An) ist xenomorph, meist unverzwilligt und häufig gelängt in s. Achsenwinkel $2V\gamma = 70^\circ$. Mitunter sind einige wenige und auskeilende polysynthetische Zwillinglamellen nach Albit- und

Periklingesetz vorhanden. Einschlüsse von Quarz und Graphit sind im Albit zu beobachten. Ferner: Staurolith, Graphit, Turmalin und Apatit.

Der Amphibolit östlich Edling an der Trasse der Autobahn erweist sich als Epidot-amphibolit. Das feinkörnige Gestein zeigt ebenflächiges Parallelgefüge. Hauptgemengteile sind: Grüne Hornblende, Plagioklas, Klinozoisit und Quarz. Die grüne Hornblende ($\gamma/z = 17^\circ$) ist kaum postkristallin deformiert. Quarz ist undulös. Plagioklas (15—20% An) ist xenomorph und zeigt zahlreiche feine polysynthetische Zwillinglamellen nach Albit- und Periklingesetz. Ferner: Magnetit und Ilmenit, Chlorit und Apatit.

Da die Amphibolite, Injektionsgneise und Pegmatite der Lieserschlucht bereits ausführlich beschrieben sind (27, 3, 26), folgen bloß noch einige Notizen, welche kleinere Pegmatitvorkommen betreffen:

In einem kleinen Steinbruch, zirka 200 m nördlich der frühchristlichen Basilika Teurnia steht ein 5 m mächtiger turmalinführender Plagioklaspegmatitmylonit an. Makro- und mikroskopisch läßt sich die intensive postkristalline Beanspruchung dieses Gesteines erkennen. Hauptgemengteile sind: Plagioklas, Quarz und Muskowit. Der Plagioklas (1% An) besitzt Tendenz zu leistenförmiger Ausbildung und zeigt intensiv verbogene polysynthetische Zwillinglamellen nach Albitgesetz. Auch Einfachzwillinge und nicht verzwilligte Individuen sind vorhanden. Stellenweise finden sich Hellglimmermikrolithen im Plagioklas. Der Muskowit ist gequält. Quarz ist stark undulös. Ferner: Limonit und (?) Granat. Der Pegmatit bildet einen Lagergang.

Ein 2 m mächtiger Plagioklaspegmatit-Lagergang, ebenfalls turmalinführend, steht beim S-Portal des Autobahnstollens bei Edling an. Hauptgemengteile sind: Plagioklas, Quarz und Muskowit. Das Gestein ist postkristallin deformiert. Der Muskowit ist gequält, die polysynthetischen Zwillinglamellen des Plagioklases sind verbogen und verworfen. Quarz ist undulös. Die Plagioklaskörner (0—2% An) erreichen mehrere Centimeter Größe und besitzen leistenförmige Ausbildung mit xenomorphem Rand. Polysynthetische Zwillinglamellen nach Albit-, seltener nach Periklingesetz. Auch Einfachzwillinge und nichtverzwilligte Körner sind vorhanden. Hellglimmermikrolithen sind harmonisch im Plagioklaskorn verstreut.

Der Pegmatitlagergang bei St. Wolfgang am Seerücken hat 4 m Mächtigkeit; jener am Feistenberg ist teilweise durch Gneiseinlagen verunreinigt und hat 8 m Mächtigkeit.

Ergänzende Beobachtungen

Granitgneis-Erratica bedecken die Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer des Hummel Knopf-Kammes in 1900 m Seehöhe. Am Plankoglgipfel (1785 m) liegen Granitgneis-Erratica über Kalkglimmerschiefern. An der Gemeineck-SE-Ahdachung liegen Granitgneis-Erratica über Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern im Kar südwestlich des Steinkopfs in 1800 m Seehöhe und reichen von hier zum Ballenberg (1685 m). Von der Heizelsberger Alm am Stubeck-ESE-Kamm reichen die Granitgneis-Erratica (Tauernzentralgneis) von 2040 m Seehöhe in flächenhafter Überstreuung über altkristallinem Granatglimmerschiefer bis zum Malta- und Liesertal.

Der zwischen Drautal und Millstätter Seefurche befindliche Millstätter Seerücken wird nicht nur von Grundmoräne, sondern in sehr ausgedehntem Maße zwischen St. Peter im Holz und Feistenberg (östlich Spittal) auch von fluviatilen Schottern überdeckt. Diese erinnern an die fluviatilen Kiese und Sande, welche zu einem großen Teile die Terrassen des Lieser- und unteren Maltatales aufbauen (Terrassensedimente). In der Lehmgrube, nordöstlich Eisenbahnhaltestelle Lendorf, lagern die Kiese des Seerückens auf 10 m mächtiger Grundmoräne auf. Bei Edling scheint eine alte „Lieserschlucht“ durch den Seerücken vorzuliegen (Trockental). Im bekannten alten Seebecken, das den Millstätter Seerücken bei St. Peter im Holz durchquert,

sind die gut geschichteten bänderigen Tone in der Ziegelgrube jetzt zirka 15 m mächtig und zirka 150 m breit aufgeschlossen.

Besonders schöne Eispolituren mit gekritzten Felsflächen finden sich bei Pusarnitz (auf Paragneis), weiters an der Autobahnstraße südlich Gmünd (auf Quarzphyllit) und bei Tangern (auf Paragneis). Ein Zentralgneisblock mit zirka 8 m Durchmesser liegt bei Bönig Hütten (östlich Treffling) neben dem Weg zum Tschierwegernock.

Das Lagerungsverhältnis von Grundmoränen und Terrassensedimenten im Lieser- und unteren Maltatal sollte durch spezielle Untersuchungen und mit Einsatz von Handbohrgerät gelegentlich näher untersucht werden. Die Behauptung, daß die Terrassensedimente in ihrer Gesamtheit spät- bis postglazial wären, kommt mir reichlich unsicher vor. Interglaziales Alter eines Teiles der Terrassensedimente erscheint mir möglich, zumal man immer wieder mehrere Meter große Zentralgneisblöcke über und in den Terrassensedimenten sieht. Die Art des Transportes dieser Zentralgneisblöcke (ausgewaschene Moräne, Moräne auf sekundärer Lagerstätte oder fluviatile Wauderblöcke) ist allerdings noch fraglich. Um die Möglichkeit zu prüfen, ob es sich um fluviatile Wanderblöcke handeln könnte, wären auch aktuogeologische Beobachtungen hier von Interesse. So gab auf einer Exkursion im Herbst 1953 Prof. E. Szádeczy-Kardoss (Budapest) die Anregung, man sollte doch einmal durch Markierung und Vermessung beobachten, ob und um wieviel die mehrere Meter großen Granitgneisblöcke im Lieser-Flußbett zwischen Gmünd und Spittal bei Hochwasser wandern.

Schließlich seien noch einige Anmerkungen zur bestehenden Fachliteratur angefügt:

Zu F. X. Schaffers Geologie von Österreich (1951), 2. Aufl., S. 226, Fußnote, ist zu erwidern: Auf Grund sorgfältiger Begehung des Waldgebietes nördlich und südlich St. Michael im Lungau (Exner [19]) möchte ich nach wie vor den Zusammenhang der Tschaneckschollen mit dem Mesozoikum des Speierecks (Radstätter Tauern) für gut gesichert betrachten.

Zu R. Schwinner (1927), „Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten)“, S. 336: Die periphere Tauernschieferhülle zwischen Maltatal und Radgraben ist jetzt recht gut bekannt (siehe geologische Karte, Tafel I, und Aufnahmebericht, Exner, 1949). Zu S. 350: Anstehende Marmore und Kalkschiefer habe ich in der Ortschaft Pusarnitz nicht gefunden. Zu S. 358: Im Profil des Hummel Knopfes (Fig. 4, Tafel III) liegen Kalkphyllite nicht unmittelbar auf Amphibolit. Die Einheimischen bezeichnen den Berg derzeit als „Hummel Knopf“ und nicht als „Kummetknopf“.

Zu J. Stini (1926), „Zur Geschichte des Millstätter Sees“: Für die von J. Stini nachgewiesenen Zusammenhänge zwischen Lieser-Hochflur-Kiesen und den Kiesen bei St. Peter, sprechen auch die Kies-Funde am Millstätter Seerücken. Den Eindruck, daß junge und jüngste tektonische Bewegungen bei der Gestaltung der Millstätter Seefurche und des Drautales mitwirkten (J. Stini), gewinnt man jedenfalls, auch wenn wir im einzelnen noch nicht mit Sicherheit wissen, wie die verschiedenen Moränen, die St. Petener Nagelfluh und die Terrassensedimente zeitlich einzustufen sind.

Zu H. Beck (1938), Aufnahmebericht über Blatt Mölltal: Auch ich fand ebenso wie H. Beck keinen anstehenden Granitgneis in der Schieferhülle am Weg zur Tröbacher Alm und zum Plankogl.

2. Konstruktion und Deutung eines geologischen Profiles durch die Hohen Tauern (Tafel II)

Um einen gewissen Abschluß meiner Untersuchungen der Tauern-E-Grenze zwischen Murtal und Drautal anzuzeigen, schien es zweckmäßig, die Summe der tektonischen Beobachtungen in einem Sammelprofil zur Darstellung zu bringen (Tafel II). Der Profilschnitt liegt annähernd senkrecht zum Streichen der Hauptfaltenachse. Die Hauptfaltenachse taucht längs des 40 km langen Profilschnittes mit Winkeln von durchschnittlich 20—30° Neigung nach SE oder nach ESE ein.

Die Symmetrie des Bewegungsbildes der Silberekkmulde ist nicht monoklin, sondern teilweise triklin. Das heißt, die bekannte Argandsche Methode, mit Hilfe des Achsengefälles Strukturen, die im geologischen Kartenbild nebeneinander liegen, im Profil bis auf einige Kilometer Tiefe untereinander zu konstruieren, kann streng genommen nicht angewandt werden. F. Angel und der Verfasser (3, 18) hatten Gelegenheit, zu zeigen, daß von der Silberekkmulde einzelne isolierte Kalkschollen in den Gneis abgequetscht sind und daß z. B. im obersten Liesertal die Silberekkmulde durch E→W-Bewegungen abgeriegelt wird (Exner, 1940, S. 267). Es liegt also ein gewisser grober Schematismus vor, wenn wir in unserem Profil trotzdem den Faltenbau der Silberekkmulde des Melnikkares und nördlich davon das Ausheben der Mureckdecke über den sich in der Tiefe (Großarital) vereinigenden Schieferhüllen eingetragen haben.

Hingegen waren für den südlich des Maltatales gelegenen Abschnitt des Profiles keine schematischen Vereinfachungen erforderlich. Es handelt sich ja um den einfachen Gewölbebau rund um den Gößgraben Kern mit konstanten Faltenachsen und monokliner Bewegungssymmetrie (siehe geologische Karte, Tafel I). Dasselbe gilt für die gesamte Dachregion des Tauernfensters von St. Michael im Lungau bis ins Drau-Mölltal bei Mühldorf. Schichtmächtigkeiten, Streichen und Fallen der s-Flächen und Hauptfaltenachse wurden zur Konstruktion der beiden Luftlinien verwendet, die den tatsächlich geologisch kartierten Basisflächen des auflastenden ostalpinen Altkristallins und der Basis der peripheren Schieferhülle entsprechen. Die Schnittlinie des Profiles ist bloß wenige Kilometer vom Erosionsrand des Tauernfensters entfernt. Vor allem sind die Faltenachsen konstant, so daß die Fehlerquellen klein bleiben.

Das innerhalb der Kurve „Isothermenanstieg“ gelegene Gebiet des Profiles beinhaltet die Stellen beobachteter aplitischer Mobilisation, welche nach Meinung von F. Angel-R. Staber (3, 4) und Verfasser (20) die alpidische Gesteinsverformung (Hauptorogenese) zeitlich überdauert hat.

Zur geologischen Interpretation des Profiles ist zunächst festzustellen, daß sich die höchste Erhebung der Tauernkuppel über dem Reißbeck und Radlgraben Kessel befindet. Die Nähe des Profilschnittes vom Erosionsrand des Tauernfensters läßt nur eine schwache Erhebung der oberen Grenze des Tauernkörpers über dem Gebirgsrelief erkennen. Die beobachteten, etwas steiler geneigten Faltenachsen der Drau-Mölltal-Flanke sprechen im Sinne von E. Clar (14) für Steilstellung dieser in Form einer rückgebogenen Falte (Pygoide) ins Drau-Mölltal ahtauchenden Schichtglieder nach der alpidischen Haupt-Orogenese.

Entsprechend den allgemein längs der E-Grenze der Hohen Tauern zwischen St. Michael im Lungau und Drau-Mölltal beobachteten SE bis ESE

streichenden Faltenachsen ist anzunehmen, daß das ostalpine Altkristallin senkrecht zu diesen beobachteten Faltenachsen über den Tauernkörper bewegt wurde. Ein E→W-Aufschub der altkristallinen Masse über den Tauernkörper, wie er von manchen Geologen früher behauptet wurde, ist nicht wahrscheinlich, da keine beobachtbaren Merkmale dafür vorliegen.

In Anbetracht der mächtigen Anschoppung der peripheren Tauernschieferhülle im N und der Ausdünnung im S ist es sehr wahrscheinlich, daß der relative Bewegungssinn der altkristallinen Schubmasse von S nach N gerichtet war und der Bewegungssinn der tiefen Granitkörper der Tauern von N nach S zeigt (E. Clar), wie das vor allem auch aus der Tektonik der Melnikkarfalten und Maltatalmulde ablesbar scheint.

Typische Walztektonik beherrscht den Tauernkörper mit straff geregelter linearem Parallelgefüge in der Richtung SE bis ESE. In der auflastenden Masse des ostalpinen Altkristallins sind diese Achsenrichtungen ebenfalls häufig, jedoch mit mannigfaltigen Abweichungen. Der als Schmiermittel zwischen Tauernkörper und ostalpiner Masse dienende Quarzphyllit (Unterostalpiner Quarzphyllit = „Katschbergschiefer“ = „Gmünder Phyllit“) ist jämmerlich gequält und zeigt vorherrschend SE- bis ESE-Achsen, mitunter aber auch anscheinend unregelmäßig verbogene Strukturen.

In stratigraphischer Hinsicht ist die Vermutung der klassischen Deckenlehre der Ostalpen (P. Termier) nicht von der Hand zu weisen, daß in einem Teil der Tauernschieferhülle Mesozoikum in penninischer Fazies vorliegt. Dementsprechend wurde auch die Legende der geologischen Karte (Tafel I) mit den entsprechenden Signaturen versehen. Versucht man, durch Rückformung des alpidischen Falten- und Deckenbaues innerhalb des Tauernkörpers in unserem Profil die sedimentären Ablagerungsräume der mesozoischen Schichten in penninischer Fazies über dem vormesozoischen Grundgebirgssockel zu rekonstruieren, so erscheint mir folgende Hypothese am wahrscheinlichsten.

Die nachvariszische Einebnungsfläche lag im N über Granitgneis (Hölltor-Rotgülden und Gößgraben Kern) und im S über Paragneisen, Amphiboliten und Migmatiten. Nennen wir den nördlichen Teil kurz Ankogel-Hochalm-Granitgneisgebiet. Dann haben wir im S davon ein breites Gebiet mit B-Gneisen (Paragneisen, Amphiboliten und Migmatiten; mitunter auch kleine Granitgneisareale dazwischengeschaltet). Der Kürze und der Vergleichbarkeit wegen wollen wir für dieses südliche Areal auch einen Namen aufstellen und nennen es in Anlehnung an H. P. Cornelius-E. Clar: Raum der Riffdecken. Nun erfolgte von N her die permo-triadische Transgression. Das penninische Mesozoikum wurde im N über dem Ankogel-Hochalm-Granitgneisgebiet und im S über dem primären Raum der B-Gneise der Riffdecken abgelagert. Bei der alpidischen Orogenese verhielten sich die Granitgneise mehr als starre Körper, hingegen waren die B-Gneise der Verformung viel zugänglicher. Die B-Gneise wurden in Form von Decken über das Granitgneisgebiet geschoben.

Diese Hypothese auf das vorliegende Profil angewendet, ergibt folgendes: Silbereckmulde und Kalkmarmorbäuder des Melnikkares bis zum Feistritzer Marmorband entsprechen dem Jungpaläozoikum und Mesozoikum, welches über dem Granitgneisareal des Hölltor-Rotgülden Kernes abgelagert wurde. Die Glimmerschiefer der Tandelspitze (Reißeckmulde) deuten darauf hin, daß zumindest Jungpaläozoikum bis Untertrias auf dem Gößgraben-Granitgneis

Kern zur Ablagerung gelangte. Die große Masse der übrigen südlichen und nördlichen Tauernschieferhülle mag zum Großteil über dem ursprünglichen Raum der Riffdecken abgelagert worden sein. Die Riffdecken scheinen in sich wieder mehrfach geschuppt und gefaltet zu sein. Eine zu vermutende Haupttrennungsfläche innerhalb der Riffdecken (B-Gneise) ist im Profil als punktierte Linie eingetragen und verbindet die Basisfläche des Mureck-Granitgneises und Bliesch Alm-Granitgneises.

Die Ausmessung (Methode: J. Cadisch) auf Grund dieser Hypothese ergibt für das dargestellte Profil (Tafel II) mittels Kurvenmesser (für Längenmessung verwendeter Planimeter) folgende Werte:

Breite des mesozoischen Ablagerungsraumes vor der alpidischen Orogenese; gemessen in NE—SW-Richtung:

Hölltor-Rotgülden und Gößgraben Kern.....	52 km
Riffdecken	77 km
Summe ...	129 km

Die gegenwärtige Horizontaldistanz in NE—SW-Richtung vom N-Ende der B-Gneise (Riffdecken) bis zum Drau-Mölltal beträgt 34 km. Rechnet man dann noch die Anschoppung der breiten nördlichen Tauernschieferhülle dazu, so kommt man zu plausiblen Vorstellungen der Raumverkürzung durch den alpidischen Falten- und Deckenhau im Pennin des Tauernfensters in unmittelbarer Nähe der E-Grenze der Hohen Tauern.

Schrifttum

1. Angel, F. und Krajčiek, E., 1939: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. Carinthia II, 129.
2. Angel, F., 1940: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jahrb. Univ. Graz.
3. Angel, F. und Staber, R. †, 1952: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wissensch. Alpenvereinshefte, 13.
4. Angel, F. und Staber, R. †, 1953: Migmatitgänge im Hochalm-Ankogel-Gebiet. Der Karinthin, 23.
5. Angel, F., Awerzger, A., Kuschinsky, A. und Meixner, H., 1953: Die Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. Carinthia II, 63.
6. Angel, F. und Meixner, H., 1953: Die Minerallagerstätte im „Eklogit“-Bruch der Lierschlucht bei Spittal an der Drau. Carinthia II, 63.
7. Angel, F. und Meixner, H., 1953: Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. Carinthia II, 63.
8. Beck, H., 1919: Bericht über die Aufnahmstätigkeit im Jahre 1918 (Gebiet um Trebesing). Verh. Geol. Bu. Anst. 1919.
9. Beck, H., 1938: Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal. Verh. Geol. Bu. Anst. 1938.
10. Becke, F., 1908: Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 3.
11. Becke, F., 1909: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalpkernes. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 118.
12. Cadisch, J., 1953: Geologie der Schweizer Alpen, 2. Aufl. Basel.
13. Canaval, R., 1918: Bemerkungen über die „Kriegsquelle“ bei Trebesing im Liesertale (Kärnten). Carinthia II, 108.
14. Clar, E., 1953: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. Geol. Bu. Anst. 1953.
15. Cornelius, H. P. und Clar, E., 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abhandl. Geol. Bu. Anst. (Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf.), 25.
16. Cornelius, H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 92.

17. Exner, Ch., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, I. Teil, *Jahrb. Geol. Bu. Anst. (Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf.)*, 89.
18. Exner, Ch., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, II. Teil: Bewegungsbild der Silbereckmulde. *Mitt. Reichsst. f. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. Bu. Anst.)*, 1.
19. Exner, Ch., 1942: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil). *Mitt. Geolog. Ges. Wien (Alpen. Geolog. Ver.)*, 35.
20. Exner, Ch., 1949: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil). *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge)*, 1.
21. Exner, Ch., 1949: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Gründ-Spittal (5251). *Verh. Geol. Bu. Anst.* 1949.
22. Exner, Ch., 1949: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. *Mitt. Geograph. Ges. Wien*, 91.
23. Exner, Ch., 1953: Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. *Carinthia II*.
- 24 a. Frasl, G., 1952: Aufnahmen auf Blatt Rauris (154). *Verh. Geol. Bu. Anst.* 1952.
- 24 b. Friedrich, O. M., 1935: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. *Berg- u. Hüttenm. Jahrb.*, 83.
25. Friedrich, O. M., 1935: Mineralogische Bemerkungen über kleinere Erzvorkommen am Rande der Reißbeckgruppe. *Carinthia II, Sonderheft* 1935.
26. Heritsch, F., 1926: Das Kristallin der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. *Verh. Geol. Bu. Anst.* 1926.
27. Heritsch, H., 1934: Gesteine aus der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt.*, 44.
28. Kober, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, 98.
- 28 a. Lichtenberger, E., 1953: Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung des Millstättersee. *Skizzen zum Antlitz der Erde. Wien*.
29. Lucerna, R., 1933: Der Gletscher von Gründ. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 76.
- 29 a. Metz, K., 1954: Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern. *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge)*, 4.
30. Plöchingner, B., 1953: Erläuterung zur geologischen Neuaufnahme des Draukristallinabschnittes westlich von Villach. *Skizzen zum Antlitz der Erde, Wien*.
- 31 a. Prey, S., 1951: Beitrag zum Exkursionsführer der Geol. Bu. Anst. Abschnitt Tauernfenster (Gastein-Mallnitz). *Verh. Geol. Bu. Anst. Sonderheft A*.
- 31 b. Schoklitsch, K., 1934: Über den Schachbrettalbit eines Pegmatits aus der Lieserschlucht (Kärnten). *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt.*, 45.
32. Schwinner, R., 1927: Der Ban des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). *Vorläufige Mitteilungen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I*, 136.
33. Schwinner, R., 1939: Bericht für 1938 über Untersuchungen, betreffend Kärntnerische Magnesite. *Verh. Geol. Bu. Anst.* 1939.
34. Schwinner, R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. *Aus: F. X. Schaffers Geologie von Österreich, 2. Aufl. Wien*.
- 34 a. Staub, R., 1924: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese, Beiträge zur Geol. Karte d. Schweiz (N. F.), 52.
35. Stiny, J., 1926: Zur Geschichte des Millstätter Sees. „Die Eiszeit“, 3.
36. Stiny, J., 1926: Einiges über Gesteinsklüfte und Geländeformen in der Reißbeckgruppe (Kärnten). *Zeitschr. f. Geomorphologie*, 1.
37. Stowasser, H., 1947: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Staugalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). (Vorläufige Mitteilung.) *Verh. Geol. Bu. Anst.* 1947.
38. Thurner, A., 1929: Versuch einer Gliederung der kristallinen Paraschiefer an Hand der kristallinen Gesteine von Inoerkreis bei Gründ in Kärnten. *Centralbl. f. Min., Abt. A*, 1929.
39. Wegmann, E., 1951: Méthodes d'analyse tectonique des soles cristallins. *Archives des Sciences*, 4, Genf.

Erläuterung zu Tafel III, Fig. 1—5:

Fig. 1. Profil Stoder-E.Kamm (Gmeineck-E-Flanke): 2 = Aplitischer Gneis. 3 a = Chlorit-Serizitphyllit und Albitporphyroblastenschiefer. 3 b = Granatführender Muskowit-Chloritschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Turmalin. 4 = Quarzit. 6 = Schwarzphyllit. 7 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer.

Fig. 2. Profil Gmeineck-SE-Kamm: 1 = Amphibolit. 2 = Aplitischer Gneis. 3 a = Glimmerschiefer mit Albit- und Turmalinporphyroblasten. 3 b = Chlorit-Serizitphyllit mit Albitporphyroblasten und Prasinitlagen. 4 = Quarzit. 6 a = Schwarzphyllit. 6 b = Granatführender Schwarzphyllit mit 5 mm großen Granaten. 7 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer.

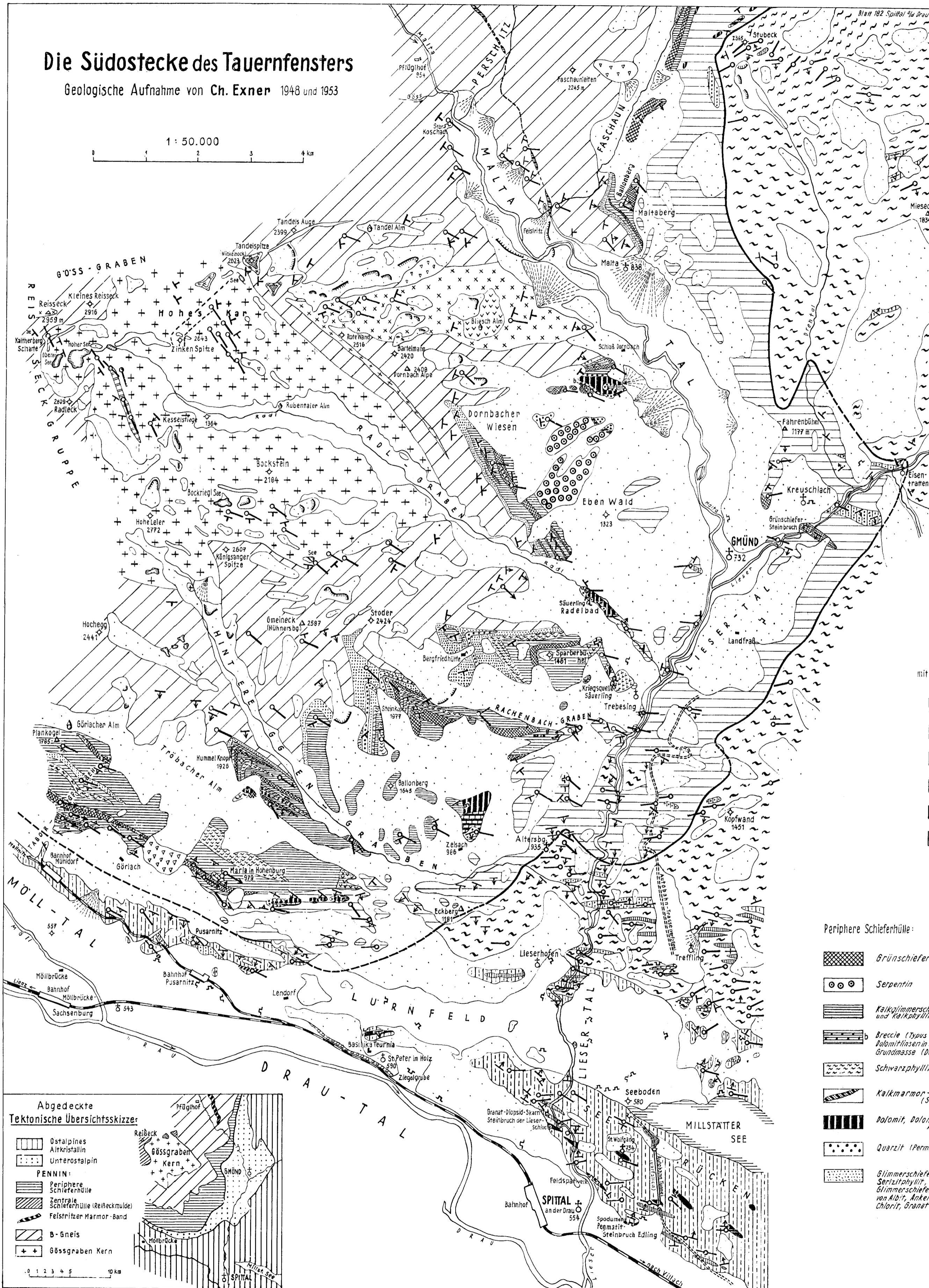
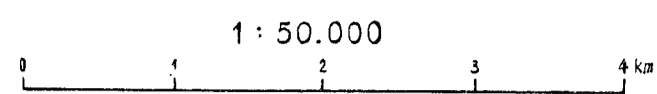
Fig. 3. Profil Kalkmarmorband bei Feistritz (Maltatal): 1 = Aplitisch gebänderter Augengneis, teilweise phyllonitisiert. 2 = Muskowitquarzit, 3 = Grobkörniger farbloser Kalkmarmor. 4 = Oberes Ende des Feistritzer Bachschuttkegels.

Fig. 4. Profil Hummel Knopf-Kamm: 1 = Amphibolit. 3 = Albitporphyroblastenschiefer. 4 = Quarzit. 5 = Dolomit. 6 = Schwarzphyllit. 7 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer.

Fig. 5. Profil Tabor Graben bei Mühldorf: 3 a = Serizit-Chloritphyllit mit Porphyroblasten von Albit und Granat. 3 b = Chlorit-Serizitphyllit mit Granat. 3 c = Muskowitschiefer mit Ankeritporphyroblasten. 4 = Quarzit. 6 = Schwarzphyllit. 7 = Kalkglimmerschiefer. 8 = Grünschiefer. 9 = Quarzphyllit und Diaphthorit. 10 = Paragneis. 11 = Alluvionen.

Die Südostecke des Tauernfensters

Geologische Aufnahme von Ch. Exner 1948 und 1953



ZEICHENER KLÄRUNG:

- Alluvium und Schutthalde
- Schuttkegel
- Bergsturz
- Sackung (Verrutschte Masse mit teilweiser Erhaltung des Schichtverbandes)
- Moräne, Hangschutt u. Terrassensedimente (Kiese und Sande)
- Endmoränenwall
- Kalksinter (TuF) auf Moräne
- Nagelfluh (bei St. Peter im Holz)
- Säuerling (Quellaustritt)

- Ausstreichen der Haupt-Schichtfläche an der Basis der Sekundäre des ostalpinen Altkristallins
- Streichen u. Fallen der S-Fächen: 6-30°, 31-60°, 61-84°, 85-90°
- Verwerfung oder Zerrüftungsstreifen (im Höhenkür)
- Streichen u. Fallen der Faltenachsen: 0-5°, 6-30°, 31-60°
- Steinbrüche und Kies-Sand-Lehm-Gruben
- Tunnelhölde
- Trasse der Autobahn (1939 begonnenes Bauvorhaben)

OSTALPINES ALTKRISTALLIN:

- Granatglimmerschiefer
- Kalkmarmor
- Amphibolit
- M-Gneis (Mikroklin-Albit-Muskowitgneis) bei Pusarnitz
- Pegmatit
- Quarzreicher Granatglimmerschiefer, Granatglimmerquarzit und granatführender Plagioklasgneis („Schiefergneis“) mit adalritischen Lagen.
- Quarzit (Glimmerquarzit), teilweise als Diaphthorit aus Gneis oder Glimmerschiefer entwickelt
- Quarzphyllit (Chlorit-Serizitphyllit) bekannt als „Katschbergschiefer“ („Böckel“) und „Gmünder Phyllit“ („Schwinner“)

Teilweise Magmatitgneis und Glimmerschiefer

UNTEROSTALPNER REIBUNGSTEPPICH

mit tektonisch reduzierten Lamellen des unterostalpinen Mesozoikum:

- Bänderkalk, Kalkmarmor, Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und Schwarzphyllit
- Dolomit, Dolomitmarmor und Reithwacke (Trias)
- Quarzit (Permo-Trias)
- Grünschiefer
- Serpentin
- Quarzphyllit (Serizitchloritphyllit mit oder ohne Granat), teilweise mit Graphitphyllit und Graphitquarzit (sedimentogenes Paläozoikum), teilweise Diaphthorite des Altkristallins

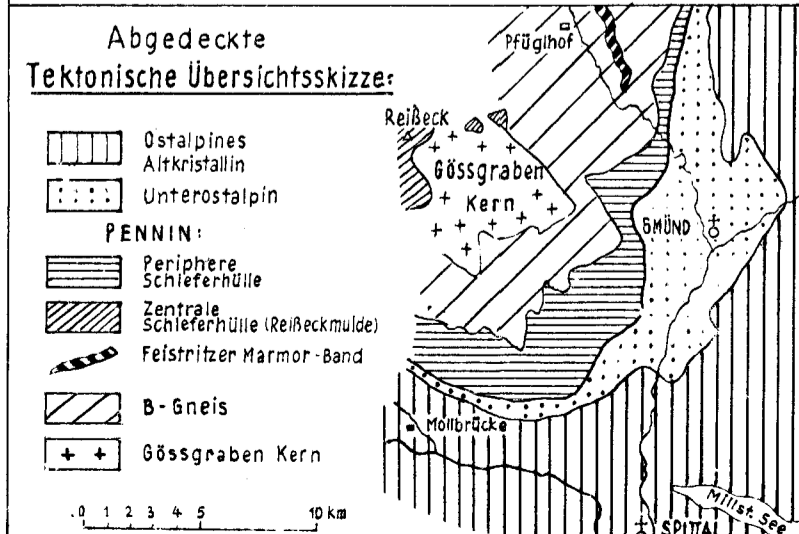
PENNIN:

Periphere Schieferhülle:

- Grünschiefer
- Serpentin
- Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmor und Kalkphyllit
- Breccie (Typus Liesbreccie); Dolomitlinsen in Kalkphyllitischer Grundmasse (Dornbach-SW)
- Schwarzphyllit
- Kalkmarmor-Band von Feistritz (Silbereckmarmor)
- Dolomit, Dolomitmarmor und Reithwacke (Trias)
- Quarzit (Permo-Trias)
- Glimmerschiefer - Quarzitgruppe: Serizitphyllit, Serizitchloritphyllit, Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit, Ankerit, Biotit, Chloritoid, Chlorit, Granat und Turmalin

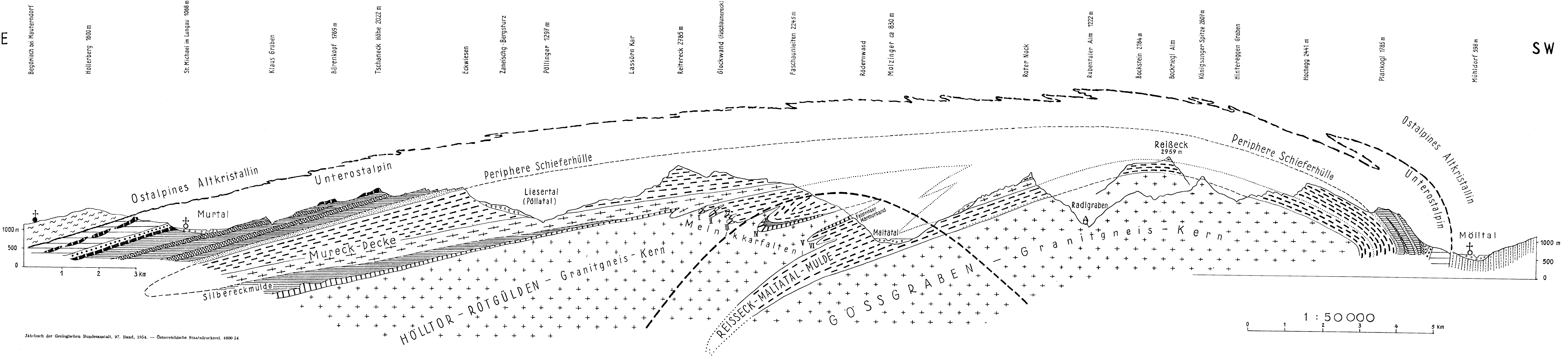
Zentrale Schieferhülle:

- Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Biotit und Chlorit; Granatglimmerschiefer, Granitquarzit (Reißeckmulde-Tandelspitze)
- Amphibolit (Reißeck-Radleck)
- B-Gneisserie (Riesentagegneis, Amphibolite, Migmatite)
- Amphibolit, Prasinit, aplitischer und granitischer Gneis, Bändergneis, Migmatit, Riesentagegneis
- Porphyrischer Granitgneis der Gleschalm
- Granitischer Gneiskern (Gössgraben Kern):
- Porphyrischer granitischer Gneis und Augengneis
- Biotreicher Granitgneis (Basischer Fisch im porph. granit. Gneis des Radlkessels)



PROFIL DURCH DIE HOHEN TAUERN

(Ostende der Hohen Tauern)



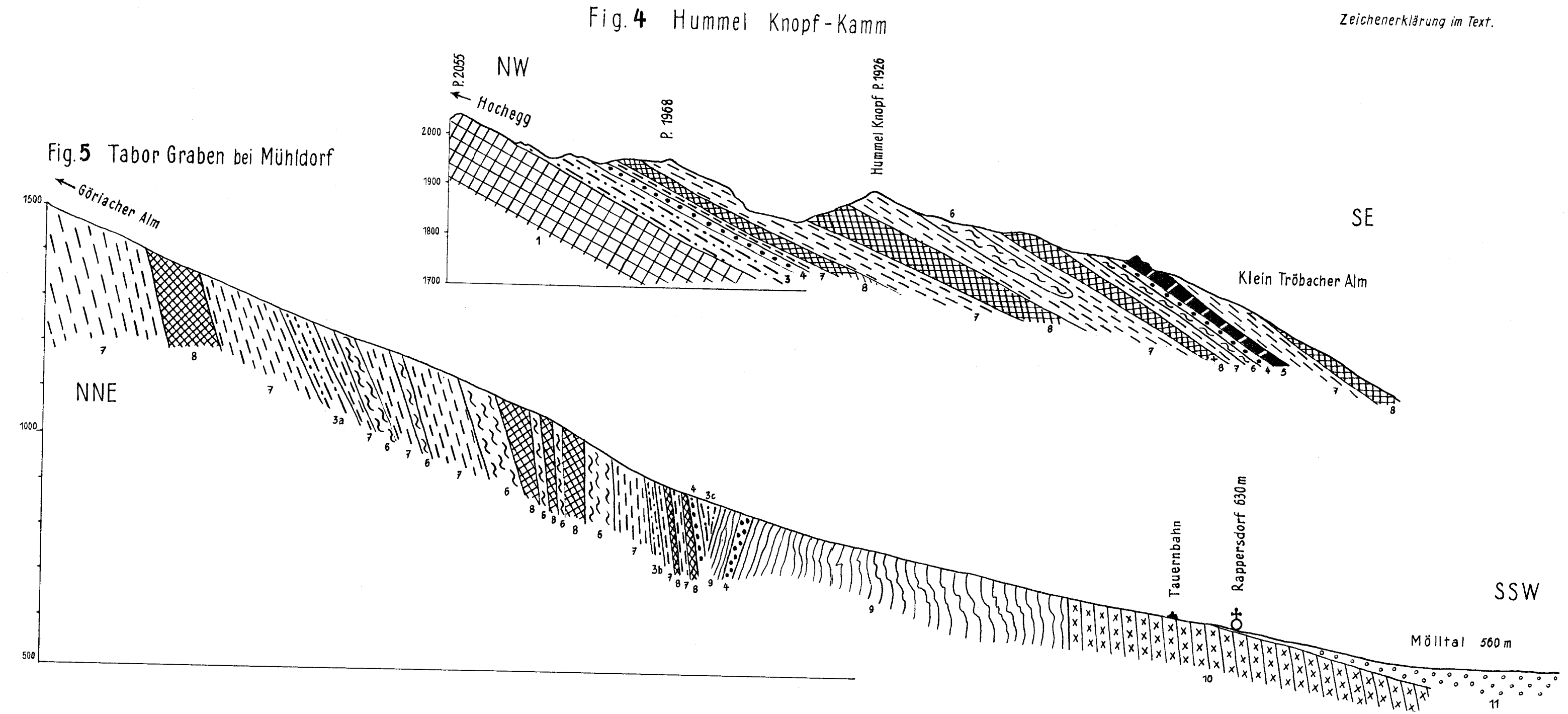
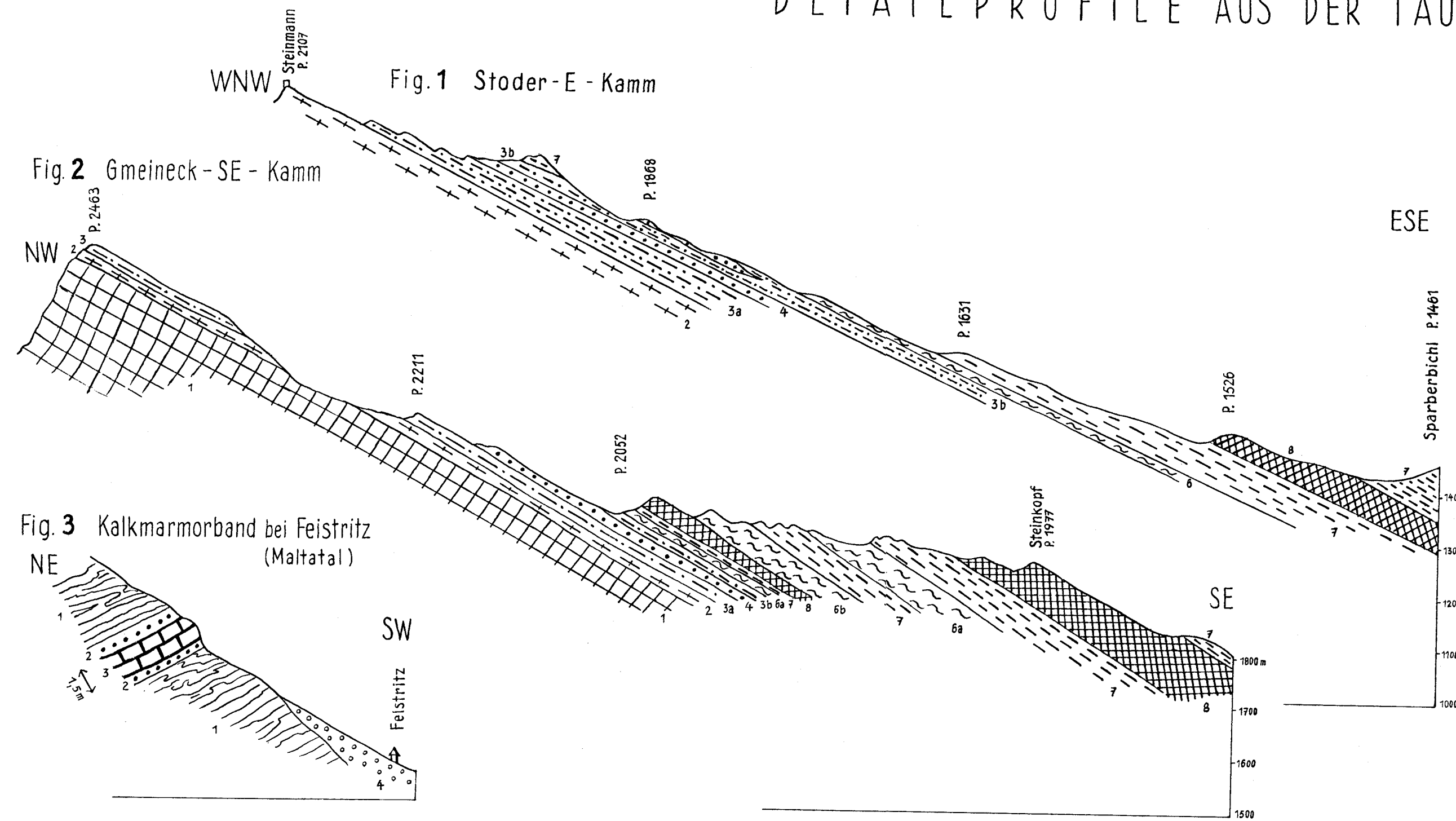
- ZEICHENERKLÄRUNG:
- Haupt-Scherfläche an der Basis der Schubmasse des ostalpinen Altkristallin
 - Beobachtete geologische Strukturen
 - Vermutete geologische Strukturen
 - „Isothermenaufstieg“ (aplitische Mobilisationsfront)
 - Grenze des tieftauern Stockwerkes (Starkwirkungsbereich der alpidischen Metamorphose) gegen das hochtauern Stockwerk (metamorphen Schwachwirkungsbereich)

- Alluvionen
- Bergsturz-Massen

- OSTALPINE EINHEITEN:
- Altkristalliner Granatglimmerschiefer
 - Altkristalliner Paragneis
 - Unterostalpiner Quarzphyllit und Diaphthorit
 - Unterostalpiner Quarzit (Permo-Trias)
 - Unterostalpiner Dolomit und Kalk (Trias u. Jura)
- PENNINISCHE EINHEITEN:
- Grünschiefer
 - Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit (Bündnerschiefer)
 - Kalkmarmor (Silbereckmarmor, mesozoisch)
 - Quarzit-Glimmerschiefergruppe (Jungpaläozoikum bis Permo-Trias)
 - B-Gneise (Amphibolite, Migmatite, aplitische Gneise)
 - Granitgneislagen in den B-Gneisen
 - Granitischer Gneis

DETAILPROFILE AUS DER TAUERNSCHIEFERHÜLLE

Zeichenerklärung im Text.



Die eklogitischen Gesteine des südlichen Groß- venedigergebietes (Osttirol)

Von Heinz Scharbert

Mit 1 Textabbildung und Tafel IV—VI

Inhalt	Seite
Übersicht über die Geologie des südlichen Großvenedigergebietes	40
a) Serie A	40
b) Serie B	43
Die eklogitischen Gesteine	
a) Einleitung	44
b) Vorkommen und makroskopische Beschreibung	45
c) Physiographie der Gemengteile	47
d) Chemischer Teil	54
e) Versuch einer genetischen Deutung	56
Literaturverzeichnis	62

Übersicht

Die sogenannte „Weinschenksche Eklogitzone“ wird einer genaueren petrographischen Untersuchung unterzogen. Verfasser konnte feststellen, daß die eklogitischen Gesteine immer untergeordnet in den Nachbargesteinen liegen.

Zwei Serien können getrennt werden: Serie A (Kalkglimmerschiefer, Prasinite, Glimmerschiefer usw.), Serie B (Paragneise, Migmatitgneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, schwarze Phyllite usw.). An der Grenze beider Serien liegen die Eklogitvorkommen, wobei die eklogitähnlichsten Gesteine in A liegen. B führt Granatamphibolite.

Echte Eklogite fehlen vollkommen. Die eklogitische Paragenese bringt Granat, Omphazit, Hornblende, (Diathen), Zoisit hervor. Die Granaten wuchsen in Prasinitfazies (Einschlußrelikte). Omphazit usw. bildete sich später. Diablastik zerstört den Mineralbestand, Neubildungen von Granat, barroisitischer Hornblende und Klinozoisit, Titanit.

Ausgesprochene Kalksilikatfelse mit Bänderung sind absolut eklogitfremd, Granat-amphibolite waren wohl nie im Eklogitstadium (Omphazitreste fehlen, eigenartige Hornblende-Feldspatverwachsung).

Vergleiche mit Glocknereklogiten und eklogitischen Gesteinen der Westalpen lassen Bildung penninischer Eklogite in 3. Tiefenstufe (oder Eklogitfazies) als unmöglich erscheinen. Die Venedigereklogite entstanden wohl aus Diabasen und deren Tuffen (Tuffiten) mit kalkig-mergeligen Sedimentanteilen und sowohl Eklogit wie Granatamphibolit haben das Prasinitstadium durchgemacht, aber dann getrennte Wege eingeschlagen. Amphibolit kommt selten neben Eklogit vor. Die Rolle des Amphibolits als Begleiter des Eklogites übernimmt hier der Prasinit.

Der Zweck dieser Arbeit, deren Anleitung Herr Prof. Dr. H. Leitmeier gab, war, den tatsächlichen Anteil solcher Gesteine, die man noch als eklogitisch bezeichnen kann, in Weinschenks „Eklogitzone“ festzustellen, von denen bekannt ist, daß sie mengenmäßig sehr gering gegenüber andersartigen Gesteinen sind. Dazu waren vor allem umfassende Begehungen notwendig, denen dann die petrographische Untersuchung solcher Gesteine

zu folgen hatte, die ihrer geologischen Lage und ihrer Beschaffenheit nach als charakteristisch für diese Zone und der unmittelbaren Nachbargesteine angegeben werden konnten. Keineswegs war beabsichtigt über die Tektonik dieses Gebietes zu irgendwelchen Schlüssen zu gelangen, da ihre Entziselung der heute noch ausstehenden feldgeologischen Untersuchung vorbehalten bleiben muß. So war meine Arbeit als eine Ergänzung dieser feldgeologischen Bearbeitung des gesamten Venedigergebietes durch Cornelius gedacht, der sich sehr für meine beabsichtigte Arbeit interessierte, deren Beginn er nicht mehr erleben durfte.

Übersicht über die Geologie des südlichen Großvenedigergebietes

Mit Ausnahme der ersten Nachrichten über unser Gebiet durch Peters (36) und Stur (43), die für die vorliegende Arbeit ohne Belang sind, waren es nur Löwl (34) und besonders Weinschenk (47, 48, 49, 50), denen wir umfassende Arbeiten zu verdanken haben. Auch dann, als im östlichen Teile der Hohen Tauern intensive tektonische und petrologische Forschungen durchgeführt wurden (Uhlig, Becke, Koher usw.), blieb es in unserem Gebiete recht still. Während in späteren Jahren dann im benachbarten Granatspitzgebiet Kölbl (30) arbeitete, in letzter Zeit Holzer (28) und Benedict (7) Aufnahmen durchführten, finden sich über mein Gebiet nur die Studien von Angel (2, 3), Wieseneder (51, 52) und Leitmeier (32). Die noch in den letzten Jahren von Cornelius begonnenen Begehungen, die in einer kleinen Notiz veröffentlicht wurden (13), konnten nicht vollendet werden.

Das gesamte hier begangene Gebiet liegt in der Schieferhülle des Venedigerzentralgranitodioritgneises. Im Raume Hinterbichl—Streden—Maureralpe (+ 2610)—Rostocker Eck—nördliche Malhamspitze—Delbacher Keesfleck—Kleiner Geiger—Kleines Happ—Kapunitzköpf—Froßnitztörl—Weißspitze—Eisse—Kleinitzalpe—Wallhorntal—Prägraten—Hinterbichl (siehe Tafel IV) liegt das dichteste Begehungsnetz. Hier konnten i. w. zwei Serien unterschieden werden. Die obere Serie A besteht aus Kalkglimmerschiefern (Kalkphylliten) mit Prasiniten, Serpentin, Glimmerschiefern, dem Hauptteil der eklogitischen Gesteine, Marmoren, Dolomiten (Trias?). Die untere Serie B enthält Amphibolite, Prasinite, Serpentin, Glimmerschiefer, Paragneise, Migmatitgneise, Quarzite, Marmore und schwarze Phyllite. Die Serie A scheint die westliche Fortsetzung des Glocknermesozoikums zu sein (Cornelius-Clar [14]). Da ich auf die Tektonik nicht eingehen kann, kann ich ebensowenig eine Gliederung der Schieferhülle geben. Soweit diese überhaupt durchgeführt werden kann, muß sie an eine eingehende feldgeologische Untersuchung des Gesamtgebietes geknüpft bleiben.

a) Die Serie A: Diese besteht im wesentlichen aus Kalkglimmerschiefer und Prasinit (Grünschiefer). Daneben finden sich Einlagerungen von Serpentin, Glimmerschiefer, Trias (?) und der Hauptteil der eklogitischen Gesteine. Kalkglimmerschiefer und Prasinite sind auf der Karte oft nicht voneinander zu trennen, da sie im Gelände häufig schrittweise wechsellagern. Weinschenk (50) beschreibt die mächtigen Kglsh- und Chloritschieferpartien und weist darauf hin, daß sie in den äußeren Zonen der Schieferhülle liegen.

Mit ganz geringen Ausnahmen bildet das Virgental die S-Grenze der Schieferhülle und somit auch des Penninikums. Die Gesteinspartien passen sich i. a. dem Tauernstreichen an. Am N-Hang des Virgentales fallen die Gesteine 75—80° S unter das ostalpine Kristallin der Defreggergruppe ein. Die sogenannte „Matreier Zone“ konnte in diesem Gebiete nicht gesehen werden. Vom Virgental nach N wird der Einfallswinkel immer kleiner und die schwebende Lagerung angestreht (Löwl 34).

Der Kglsh. zeigt durchwegs eine gute Schieferung, eine gut ausgeprägte Striung ist vorhanden. In frischem Zustande ist er grau bis graublau, in verwittertem lichtbraun. Die Verwitterung ist sehr stark vorgeschritten, daher die braune Farbe der mächtigen Berge. Der Mineralbestand ist sehr eintönig: Kalkspat, Quarz, Muskowit und kleine Mengen von Pyrit. Ein graphitisches Pigment gibt die graue Farbe in frischem Zustande. Das Mineralbestandsverhältnis schwankt sehr stark, wenn Glimmer und Quarz zurücktreten, so haben wir graue, wenig mächtige Marmore vor uns, die nur als Kalzitanreicherungen innerhalb der Kglsh. zu deuten sind, in die sie übergehen. Die Verwitterung ist schwächer als bei den Kglsh. Andererseits kann aber auch der Quarzgehalt steigen, wodurch quarzitisches Partien entstehen. Meist sind die Gemengteile lagenweise angeordnet, Kalzit und Quarz bilden langgestreckte Linsen und Lagen, die von Muskowitmembranen eingesäumt werden, die einzelnen Glimmerflatschen können auch recht groß werden. Wir finden auch alle Übergänge von Kglsh. in Kph., der im östlichen Virgental besonders stark verbreitet ist (Bretterwände usw.). Da schon Weinschenk (50, p. 278) eingehende mikroskopische Untersuchungsergebnisse gegeben hat, verzichte ich auf Dünnschliffbeschreibungen.

Die Prasinite bezeichnet Weinschenk seiner Zeit entsprechend noch als Chloritschiefer und stellt sie den ihm ähnlich erscheinenden Gesteinen der N-Abdachung des Großvenedigers gegenüber, die er Grünschiefer nennt und die durch laufende Übergänge mit den Amphiboliten verbunden sind. Das Hauptverbreitungsgebiet sind die Gastacher Wände. Die Prasinite zeichnen sich durch große Mannigfaltigkeit aus. Charakteristisch ist der schwach dumpfe Seidenglanz dieser graugrünen Gesteine, die meist recht gut geschiefert sind und nur selten Annäherung an massiges Gefüge zeigen. Albitisierungen sind oft recht stark, ebenso Bänderung durch lagenweises Auftreten der Gemengteile. Gelbgrüne Epidositpartien finden sich insbesondere in Nähe der Kalkglimmerschiefer.

Ein Prasinit der mittleren Gastacher Wände wurde mikroskopiert: Den Hauptbestandteil bildet Albit in unregelmäßig großen und verzahnten Körnern. Zwillinglamellen fehlen, nach der Lichtbrechung zu schließen ist es Plagioklas von 10 bis 15% An. Die unregelmäßigen Einschlüsse von Chlorit, Biotit und Zoisit sind meist groß. Der Chlorit des Gesteines bildet immer nur Einzelindividuen, sein Pleochroismus ist stark: γ' = grün, α' = hellgrün, er ist einachsigt positiv. Unregelmäßige Verwachsungen mit teils normalgefärbtem, teils auffallend grünem Biotit sind häufig. Außerdem tritt im Gestein noch Biotit in kleinen Schüppchen auf, kleine Rutil- und Zoisitnadelchen liegen verstreut. Apatit ist spärlich anzutreffen. Ein zweiter Schliff wurde von einem Prasinit östlich der Johannishütte angefertigt. MfA erkennt man keine gute Schieferung, zahlreiche Spaltflächen von Albit blitzen auf, Chloritaggregate, Muskowite, vereinzelte grüne Hornblenden, kleine Pyrit- und Kupferkiesnester sind zu sehen. Ein leichtes Aufbrausen mit Salzsäure verrät Carbonatgehalt. Udm ergibt sich der Albit als wesentlicher Gemengteil, in gleichmäßig großen Körnern, ohne Zwillinglamellierung, mit wenigen Spalttrissen, die Individuen verzahnen sich meist, sie enthalten viele parallel bis subparallel gelagerte Hornblendenadelchen als Einschlüsse. Auch kleine Epidote, Zoisite und gelegentlich auch Muskowite werden von ihnen umschlossen. Die Hornblende ist stark pleochroitisch: γ = blaugrün,

β = graugrün bis grün, α = gelbgrün bis gelblich, $n_{\gamma}/c = 14^{\circ}$, $\gamma - \alpha = 0.022$, $2V_{\alpha} = 75^{\circ}$. An verschiedenen Stellen sieht man Verdrängung der Hornblende durch Albit und Kalzit. Chlorit ist auch stark pleochroitisch: γ' = grün, α' = lichtgelb, eine Zwillingslamellierung ist gut zu sehen, 2-achsig, teils negativ, teils positiv. Reichlich grüner Biotit, zum Teil zusammen mit Chlorit, bildet auch gesonderte Aggregationen. Muskowit ist in zahlreichen großen Scheitern zusammen mit Klinozoisit, Epidot und Zoisit vorhanden. Reichlicher Kalzit bildet an einzelnen Stellen zusammen mit Albit und Quarz ein Pflaster, wobei sich die daran beteiligten Bestandteile umschließen.

Prasinite, die keinen Zusammenhang mit eklogitischen Gesteinen aufweisen, wurden von mir nicht näher untersucht. Überhaupt wäre eine systematische Untersuchung der einzelnen Prasinitypen erst im Zuge einer ausgedehnten feldgeologischen Bearbeitung meines Gebietes möglich.

In der Serie A konnte auch Glimmerschiefer nachgewiesen werden. Am mächtigsten wird er in einem zirka 500 m starken Band im Bereiche der Zoppetspitze. Der Glsch. läßt sich von dieser über die Alpen bis an die Sohle des Dorfertales verfolgen, westlich des Tales ist er sehr stark verschuppt. Der Glsch. enthält keine eklogitischen Gesteine, nur Granatamphibolite und Amphibolite. Der Glsch. ist meist licht gefärbt, daneben finden sich auch grünliche Typen. Die Verwitterung ist meist sehr weit vorgeschritten. Der reichlich enthaltene, mittel- bis grobkörnige Quarz ist in Lagen, aber auch in Linsen, die durch Glimmermembranen getrennt sind, angeordnet.

UdM erkennt man, daß die Quarzlagen aus unregelmäßig großen, stark verzahnten, einschlußfreien Körnern bestehen. Undulöse Auslöschung ist meist nur schwach, kataklatische Phänomene selten. Die Muskowitmembranen sind gebogen, die Einzelindividuen nicht. Etwas Biotit und auch Chlorit sind untergeordnet da, auch trifft man einzelne Zoisitnadeln und Apatitkörner.

Granatmuskovitschiefer treten in Nähe der eklogitischen Gesteine auf. Die Granaten werden oft zahlreich und sehr groß, treten aus den s-Flächen stark hervor und zeigen immer (110), sie sind dunkelrot bis dunkelbraunrot gefärbt, oft bemerkt man schon mFA die zahlreichen Einschlüsse und die Chlorithäute, die sich um die Körner legen und diese manchmal auch ganz verdrängen. Daneben gibt es Typen, die neben Granat Chloritflecken enthalten, ohne daß deren Entstehung aus dem im Gestein vorhandenen Granat nachweisbar wäre (z. B. nördlich der Ochsnerhütte im Dorfertal in direktem Zusammenhange mit eklogitischem Gestein). Im Granatmuskowitschiefer besonders der unteren Teile der Gastacher Wände beobachtet man sonnenförmige Aggregate von Turmalin. Der Quarzgehalt ist immer sehr groß und bildet teils Lagen, teils Linsen. Limonitflecke sind hauptsächlich auf dem Querbruch zu sehen, sie deuten auf zersetzte Ankerite und Pyrite. Die häufig chloritisierten Granaten bilden fast immer nur Intergranularskelette innerhalb der Quarzlagen.

Kalkmarmor fand ich an der S-Seite der Zoppetspitze. Er wird sehr mächtig und überlagert den erwähnten Glsch., ist ziemlich einheitlich weiß bis schwach gelblich, grobkristallin und steilachsig gefaltet (Cornelius [13]). Marmor findet sich noch am Stermetz, an der Basis der Gastacher Wände und an der O-Seite der Schlüsselspitze. Dolomit bildet eine größere Linse am N-Grat der Schlüsselspitze. Er ist durch die gelblichweiße Farbe weithin erkennbar.

Serpentine wurden von Weinschenk (47) eingehendst studiert und ich gehe hier darauf nicht ein.

b) Die Serie B: Da die Gesteine dieser Serie für die Eklogitfrage weniger in Betracht kommen, wurden sie keiner eingehenderen Untersuchung unterzogen.

Eine weite Verbreitung haben Gneise, zum größten Teil immer gut geschieferte und stark injizierte Paragneise. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im oberen Maurertal, vom Niklaskogel gegen N, oberes Dorfertal und Dorferalpe. Sie bilden die Basis der Gastacher Wände. Ungefähr auf halbem Wege von der Johannishütte zum Defereggenghaus liegen Augengneise, deren zahlreiche Quarzadern reichlich Fuchsit führen. Das Kapunitzköpfel und das Mullwitzköpfel sind auch aus Gneisen aufgebaut. Im Bereiche des Türmljochs sind sie das allein herrschende Gestein, ebenso am Kleinen Geiger. Bei den Dellacher Keesflecken scheinen sie in direktem Verband mit den Orthogneisen der Gubachspitzen zu stehen (Cornelius 13). Alle diese Gneise liegen unmittelbar dem Venedigerzentralgranitodioritgneis auf. Sie sind sedimentärer Abkunft, wie die zwischengelagerten Marmore und schwarzen Phyllite beweisen. Sie wurden im Laufe der Ereignisse reichlich mit aplitoidem Material durchtränkt, wodurch der uneinheitliche Charakter, den Migmatitgneise haben, sehr gut zum Ausdruck kommt. Sie enthalten selbst nie Anteile der eklogitischen Gesteine, wohl aber den Serpentin vom großen Happ (Weinschenk). Die Gneise enthalten meist viel Quarz, der an anderen Stellen wieder mehr zurücktritt, so daß Muskowit überwiegt. Biotitreiche Typen finden sich besonders am Niklaskogel gegen das Türmljoch. Feldspat tritt manchmal, besonders in quarzreichen Typen, zurück, in den überwiegenden Fällen jedoch ist er Hauptgemengteil. Saurer Plagioklas bildet mit Quarz ein Pflaster, in dem große, zum Teil perthitische Kalifeldspate liegen. An unregelmäßig verteilten Nebengemengteilen findet man Chlorit, Granat, Graphit. Das Zurücktreten und schließliche Verschwinden von Feldspat bewirkt Übergänge zu Glimmerschiefern. Diese Übergänge sind immer ohne fixe Grenzen.

Die normalen Glimmerschiefer unterscheiden sich überhaupt nicht von jenen der Serie A, nur können sich soweit Granat, Graphit, Chlorit, Biotit anreichern, daß an manchen Stellen Gesteine mit diesen Nebengemengteilen mächtiger werden als reine Glimmerschiefer selbst. Die Granatmuskowitschiefer der Serie B unterscheiden sich mFA nicht von den oben erwähnten. Bei den Chloritmuskowitschiefern sind mir zweierlei Formen aufgefallen, eine phyllitische bis glimmerschieferige und eine quarzitisches. Am Rostocker Eck, N-Abhang gegen die Moränen des Simonykeeses, am Wege zum Reggentörl, fand ich ziemlich mächtige Chloritmuskowitschiefer mit wechselnd glimmerschieferigem Habitus, mitunter erreichen die Glimmer Durchmesser bis 2 cm. Am Querbruch zeigen sich kleine Chloritknötchen. Vereinzelt winzige Granaten lassen die Entstehung dieses Chlorites aus letzteren als das Nächstliegende erscheinen. Am Niklaskogel finden wir inmitten von Paragneisen und Glimmerschiefern eine große Scholle von quarzitischem Chloritserizitschiefer. Dieser zeigt keinerlei Granatreste, auch läßt die Anordnung der Chlorite (dünne Häutchen in „s“) nicht auf das ehemalige Vorhandensein von Granat schließen. Weinschenk gab schon von den Graphitglimmerschiefern eine umfassende Darstellung. Hier gibt es wieder einen glimmerschieferigen und einen quarzitisches Habitus. Beide sind in besonderer Mächtigkeit um die Scharte zwischen dem Türml und dem südlichen Grat entwickelt. Außerdem fand ich

quarzitische Graphitphyllite am NW-Abfall der Weißspitze. Muskowitschiefer mit reichlicherem Biotitgehalt finden sich u. a. in Vergesellschaftung von Paragneisen am Niklaskogel. Der Biotit reichert sich bisweilen über den Muskowit an, bleibt aber in den meisten Fällen ein zweitrangiger Gemengteil, so daß es nie zur Ausbildung großer Partien von Biotitschiefer kommt. Auffallend ist der meist geringe Quarzgehalt dieser Gesteine.

Aus der Glocknerarbeit von Cornelius und Clar (15) kann man ersehen, daß die Riffdecken und die Obere Schieferhülle Prasinite führen. In den Riffdecken sind es Hornblende- und Chloritprasinite und zahlreiche diaphthoritische Amphibolite. Ferner beschreibt Clar lagenweise injizierte Prasinite, respektive Amphibolite. Gewisse Analoga konnten in meinem Gebiet herausgefunden werden. Vor allem sei hier zunächst angeführt, daß die Prasinite der Serie B sich oft Amphiboliten nähern. Sie liegen sehr häufig an Stellen intensiver Verfaltung. Das Fehlen der zahlreichen Epidotlagen, wie es bei den oben erwähnten Prasiniten der Serie A der Fall ist, unterscheidet sie von diesen. Starke lokale Injektionen konnten beobachtet werden (Kapnitzköpfl). Die anderen Vorkommen von Prasinit liegen am S-Teil des Rostocker Ecks, nördlich des Niklaskogels, am Mullwitzköpfl.

Die eben angeführten Beschreibungen der einzelnen Gesteinstypen waren natürlich bei weitem nicht erschöpfend, denn eine solche Darstellung muß eben einer systematischen feldgeologischen Aufnahme des gesamten Großvenedigergebietes vorbehalten bleiben.

Die eklogitischen Gesteine

a) Einleitung

Ich hatte Bedenken, alle jetzt hier zu besprechenden Gesteine unter dieser Überschrift zu vereinigen. Gesteine, die als „echte Eklogite“ bezeichnet werden können, treten in diesem Gebiete überhaupt nicht auf. Nach Haüy ist ein Eklogit ein Gestein, dessen Hauptgemengteile pyrophältiger Granat und Omphazit (Na-Al-Pyroxen) sind. Nun hat sich bei den zahlreichen Untersuchungen der verschiedenen Eklogitgebiete immer wieder herausgestellt, daß die „echten Eklogite“ die geringsten Mengen ausmachen gegenüber allen möglichen Varianten vom Amphiboleklogit, Eklogitamphibolit, Granatamphibolit und Amphibolit. Es ist auch gar keine Seltenheit, daß „echter Eklogit“ nicht auftritt und trotzdem derartige Vorkommen in der Literatur als eklogitführend mitlaufen.

Nach Eskola (20, 21) und auch nach Turner (45) sind die typomorphen Gemengteile der „Eklogitfazies“ pyrophältiger Granat (25—70% Pyrop, 12—40% Grossular, Eklogitgranat genannt) und Omphazit, daneben können noch Disthen und Enstatit, wenn der Gesamtchemismus im ersten Falle einen Überschuß an Al_2O_3 und im zweiten Fall einen an $(Mg, Fe)O$ aufweist, typomorph sein. Rutil ist ein charakteristisches Akzessorium.

Schon Weinschenk sagte, daß der Name Eklogit für die Gesteine des südlichen Venedigergebietes nicht richtig gewählt sei, nur der Granatgehalt und die grüne Farbe, von gelbgrün bis dunkelgrün, ist den Gesteinen gemeinsam. Wir haben Gesteinstypen von großer Variationsbreite vor uns und oft kann man nicht einmal eklogitisch dazu sagen. Der Ausdruck „eklogitisch“ soll hier ausdrücken, daß die so bezeichneten Gesteine doch gewisse Anteile des typomorphen, eklogitfaziellen Mineralbestandes auf-

weisen, wenn auch Gemengteile zugegen sind, deren Bildung in der Katazone (Grubenmann-Niggli 23), respektive Eklogitfazies ausgeschlossen ist.

Wenn ich trotzdem diese Gesteine mit ihrer großen Variationsbreite unter der oben angeführten Überschrift zusammenfasse, so geschieht dies nur in traditioneller Anlehnung an Weinschenk, der seine „Eklogitzone“ von den anderen Serien trennte, sich aber wohl bewußt war, es mit keimen „echten Eklogiten“ zu tun zu haben.

b) Vorkommen und makroskopische Beschreibung

Schon in seiner klassischen Arbeit über den Großvenediger erwähnt Löwl (34) ein „Hornblendeschiefervorkommen“ im Bereiche der Johannishütte und speziell in den Gastacher Wänden. Nach Beobachtungen Löwls beißt in dem muskowitzischen Schiefergneis der Gastacher Wände ein mächtiges Lager von „Hornblendeschiefer“ aus, aber über Art und Weise dieses Vorkommens, über seine tektonische Stellung und über den Mineralbestand läßt sich Löwl nicht näher aus.

Ungefähr zur gleichen Zeit untersuchte Weinschenk dieses Gebiet sehr eingehend und schrieb eine groß angelegte petrologische Monographie (47, 48, 50) und sprach sich darin auch über die Eklogitgesteine aus. Ihr Verbreitungsgebiet trug er als einheitlichen Streifen in seiner sehr bei-läufigen Übersichtskarte ein, der im S an die Gneis-Glimmerschieferzone anschließt. Er nannte diesen Streifen „Eklogitzone“. Nach seinen Angaben sei es eine einheitliche Zone (trotz der großen Unterschiede der „Eklogite“), die von wenig mächtigen Glimmerschieferpaketen und anderen Gesteinen „teilweise“ unterbrochen wird. Die Verhältnisse liegen jedoch ein wenig anders. Es handelt sich im ganzen begangenen Bereiche offenbar immer um Einlagerungen von eklogitischen Gesteinen und die diese Einlagerungen trennenden Gesteine erwiesen sich stets als die Hauptmasse. In diesen liegen die Eklogite untergeordnet, nur auf einen relativ schmalen Streifen konzentriert, was wohl Weinschenk dazu veranlassen konnte, diesen Streifen „Eklogitzone“ zu nennen.

Die eklogitischen Gesteine liegen vollkommen konkordant in ihren Begleitgesteinen. Diejenigen der Gastacher Wände, die der orographisch linken Seite des Dorfertaales bis zur Ochsnerhütte, ferner die des Wallhorn-törls, der Weißspitze, des Grates zwischen Garaneber- und Frobnitzkees, die der Hinteren Kleinitz um den Eisseesee, aber auch einige kleine Vorkommen an der Schlüsselspitze liegen in Gesteinen der Serie A, während die Vorkommen vom Niklaskogel, die von der Maureralpe, vom Rostocker Eck zur Serie B gerechnet werden müssen, wobei diese noch viel eklogitfremder sind und als Granatamphibolite bezeichnet werden müssen. Sie sind aber mengenmäßig weit hinter den Vorkommen innerhalb der Serie A zurückstehend. Der Streifen mit dem eklogitischen Gestein verläuft also im Sinne der mutmaßlichen Grenze zwischen der Serie A und der Serie B. Auch Cornelius (13) hat schon hervorgehoben, daß die Vorkommen der oberen Schieferhülle (bei mir Serie A) an deren unterer Grenze liegen.

Die Variabilität der eklogitischen Gesteine ist bedeutend, feinkörnige Abarten neben grobkörnigen und auch porphyroblastischen treten auf. Auch die Gefüge schwanken innerhalb weiter Grenzen, vom ausgesprochen massigen bis zum Parallelgefüge. Dazu tritt als eines der Hauptmerkmale

die besonders in den Gastacher Wänden auftretende lagenweise Anordnung der Bestandteile, wodurch gebänderte Typen entstehen. Die Bandstärken sind wiederum sehr verschieden, von Millimetern angefangen bis zu mehreren Zentimetern. Beim Schlagen brechen diese Typen meist parallel zu ihren Lagen, besonders wenn sie glimmerreich sind. Man kann hier eine einfache Einteilung treffen und i. w. 3 Haupttypen unterscheiden, wie bei der mikroskopischen Beschreibung noch näher dargelegt werden wird:

I. Massige Typen von heller Farbe, wobei eine schwache Schieferung nicht ausgeschlossen werden kann.

II. Gebänderte Typen von heller und dunkler Farbe.

III. Massige Typen von dunkler Farbe, als Granatamphibolite anzusprechen, auch gelegentlich mit schwacher Schieferung.

I zeigt i. a. hellgraugrüne Farbtöne, II ist hellgrün und gelbgrün gebändert, dazu tritt noch dunkelgrüne Bänderung, wobei auch die hellgrüne Farbe verschwinden kann, III ist immer dunkelgrün oder auch dunkelgraugrün.

Die Bestandteile aller dieser eklogitischen Gesteine sind: Granat, Pyroxene, Hornblenden, Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Muskowit, Biotit, Chlorit, Disthen, Quarz, Kalzit, Breunnerit, Apatit, Rutil, Titanit, Pyrit, Kupferkies, Hämatit, Bornit. Auch limonitische Zersetzungsprodukte von Pyrit und Breunnerit treten besonders in den oberflächennahen Partien auf.

Die Granaten zeigen immer (110), oft nicht gut entwickelt, aber immer erkennbar. Die Größe schwankt zwischen Nadelstich und 2 mm. Auch die Anzahl der Granaten in den einzelnen Abarten ist sehr verschieden. Sie sind immer dunkelrot bis dunkelbraunrot gefärbt und an den größeren Kristallen sind die Einschlüsse schon meist mFA zu erkennen. Chloritisierung fehlt meist, höchstens in manchen Granatamphiboliten ist sie anzutreffen. Die lagenweise Anordnung der Granaten ist selten, hauptsächlich sind sie wahllos eingestreut, selbst in den gebänderten Typen. Die Pyroxene entziehen sich wegen ihrer Feinkörnigkeit der Beobachtung durch das unbewaffnete Auge. Die Hornblenden sind in verschiedener Variabilität und verschiedener Größe schon mFA zu erkennen. Es gibt hellgrüne, gemeine, blaustichige Hornblende und Glaukophan. Die dunklen Abarten der eklogitischen Gesteine führen meist gemeine Hornblende oder blaustichige (Barroisit). Die hellgrüne ist immer sehr feinkörnig und findet sich in den hellen Typen. Besonders Barroisite erreichen ziemlich beträchtliche Größen, Glaukophane beobachtet man des öfteren auf Klüften als grohstengelige, radialstrahlige Aggregate von blauschwarzer Farbe, aber auch als Gesteinsgemengteile.

Epidot bildet immer gleichmäßig feinkörnige, gelblichgrüne, manchmal auch grüne Partien von verschiedenen Breiten. In den Granatamphiboliten sind sie nur lokal enthalten. Lichtgelber bis dunkelbrauner, auch grauer bis graugrüner Zoisit kommt häufig in Quarzknuauern vor, aber nirgends in so großen Mengen wie in den eklogitischen Gesteinen zwischen Dorfer- und Wallhorntal. Er ist ein Charakteristikum dieser eklogitischen Gesteine, denn er fehlt so gut wie in keinem Gestein der Abt. I und II und ist auch in III häufig anzutreffen. In vielen Typen sind seine spießigen Individuen schon mFA sichtbar und folgen meist nur wenig der Schieferungsrichtung, wenn überhaupt eine vorhanden ist. Seine Größendimensionen schwanken

in recht weiten Grenzen, in den meisten Fällen jedoch wird er erst unter dem Mikroskop sichtbar.

Heller Glimmer mit einem eigentümlich silberweißen Seidenglanz und etwas spröden Eigenschaften fehlt fast nie den Gesteinen und tritt auch in sehr verschiedener Menge auf. Bei den gebänderten Typen besiedelt er gerne die Bruchflächen. Zu seiner Bestimmung wurde zur röntgenographischen Aufnahme gegriffen. Es wurden Pulveraufnahmen nach Debye-Scherrer von einem Muskowit der Saualpe, einem Paragonit von St. Gotthard und dem hellen Glimmer der Gastacher Wände angefertigt. Bei der Auswertung ergab sich i. w. eine Übereinstimmung der Reflexlinien mit Muskowit.

Bemerkenswert sind Talkeinlagerungen auf Kluftflächen im Eklogit, in der Nähe des Eissees in der Hinteren Kleinitz, in denen die Granaten anscheinend weitergewachsen sind und bis 5 mm Durchmesser erreichen können. Nach Leitmeier (32) handelt es sich hier um ein Fortwachsen der Granaten an tektonischen Flächen, wobei Pyroxen und Hornblende zu Talk wurden und die Granaten in dem weichen Medium postkristallin-postkinematisch weiter wachsen konnten.

Der Disthen ist meist ein fleckenhaft blaß- bis tintenblau gefärbter Cyanit, soweit er makroskopisch zu beobachten ist, und er bevorzugt die hellen, gut gebänderten Abarten und durchzieht diese ganz unregelmäßig in fingerbreiten, bis 30 cm langen Adern. Quarz, Kalzit und Breunnerit bilden Einzelkristalle oder kleinere Linsen. Bei Benetzung mit Säure ist fast bei allen untersuchten Eklogitgesteinstypen ein leichtes Brausen festgestellt worden. Der Breunnerit kann gelegentlich zu größeren Mengen anschwellen (Nilbach). Pyrit, Hämatit, Magnetit, Kupferkies und Bornit, von denen ersterer der weitaus häufigste ist, sind immer in kleinen Mengen vorhanden. Apatit und Rutil sind erst mikroskopisch zu erkennen. Titanit kommt makroskopisch erkennbar nur in ganz wenigen Individuen vor. Turmalin ist in den Granatmuskowitschiefern bedeutend häufiger als in den eklogitischen Gesteinen.

Schon Weinschenk (50) machte in seiner Beschreibung der Venediger-eklogitgesteine auf die regionale Verbreitung der einzelnen Typen aufmerksam. Bei den Begehungen konnte immer in einzelnen Teilgebieten eine dominierende Stellung sich untereinander recht ähnlicher Typen festgestellt werden. So gehören z. B. die gesamten Vorkommen des Grates zwischen Maurer- und Dorfertal, der Maureralpe, des Rostocker Ecks und der Malhamspitzen zu den Granatamphiboliten. Diese Vorkommen liegen in der Serie B. Die gebänderten Typen herrschen an der orographisch linken Seite des Dorfertales vor und ziehen in die Gastacher Wände und zur Weißspitze. In der Hinteren Kleinitz, besonders um den Eissee, treten helle Typen auf, die durch ein eigenartiges, verschwommenes, grün-weiß-rotes Mosaik ausgezeichnet sind und sich dem massigen Gefüge nähern. Auch die massigen Typen heller Färbung sind in den zuletzt erwähnten Gebieten anzutreffen.

c) Physiographie der Gemengteile

Wie eine Unterscheidung der einzelnen Typen schon mFA möglich ist, so unterscheiden sich die Gesteinstypen auch mikroskopisch wesentlich voneinander und ich glaube, mit der Unterscheidung der erwähnten drei

Abteilungen auch den mikroskopischen Unterschieden gerecht geworden zu sein.

I. Abteilung: Massige Typen heller Färbung.

Die in diese Abteilung fallenden Gesteine sind den „echten Eklogiten“ am ähnlichsten. In einem entweder hellgraugrünen oder grünweiß gefleckten, für das freie Auge unauflösbaren Gewebe liegen zahlreiche, in Größe und Güte der Kristallform sich unterscheidende Granaten und Muskovitschüppchen. Der Glimmergehalt kann sehr stark zunehmen und manchmal entstehen dadurch glimmerschieferähnliche Typen. Die Struktur ist in vielen Fällen porphyroblastisch: Granatporphyroblasten in einer diablastischen Masse. Schieferung ist makroskopisch meist nicht zu erkennen, und diese Gesteine sind beim Schlagen sehr zäh. Epidot fehlt hier, auch uM, mit Ausnahme von Einschlüssen im Granat. Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Typen liegt in den Gastacher Wänden und in der Hinteren Kleintz um den Eisse, also durchaus in der Serie A.

Die mikroskopischen Studien führten hier zu folgendem Resultat: Der Mineralbestand ist Granat, Omphazit, Hornblende, Zoisit, Klinozoisit, Disthen, Rutil, Apatit, Muskowit, Quarz, Kalzit, Titanit, Erze. Manche Typen lassen eine ganz gute Schieferungsrichtung erkennen. Oft unauflösbare Diablastik und Mylonitisierung zerstören den Mineralbestand und es kann sich eine zweite Generation Zoisit und Granat, ferner Klinozoisit und barroisitische Hornblende bilden.

Die Granaten zeigen verhältnismäßig gute Umriss, bilden (110) und sind immer isotrop, in den meisten Fällen von Rissen durchzogen. Einschlüsse sind sehr zahlreich: Quarz, Kalkspat, Muskowit, Chlorit, grüne Hornblende, Rutil, Titanit, Klinozoisit, Epidot. Sie sind fast immer zentral gehäuft und lassen einen Rand frei, der sich im durchfallenden Lichte als heller gefärbt erweist als der Kern. Ein besonderes Augenmerk muß man auf die Einschlüsse richten. Der Granat kann auf Grund seiner großen Kristallisationskraft leicht andere Gemengteile umschließen, die in der kristalloblastischen Reihe tiefer stehen. Im vorliegenden Falle sind es Minerale, die mit „Eklogitfazies“ nichts zu tun haben. Bekräftigt wird diese Beobachtung noch dadurch, daß niemals ein Pyroxen (Omphazit) als Einschluß gefunden worden ist. Es klingt ja recht unwahrscheinlich, daß ausgerechnet der Pyroxen einer Umschließung durch Granat hätte entgehen sollen, wenn er ein Gemengteil jenes Gesteines gewesen wäre, in dem der Granat wuchs. Der Mineralbestand des präexistierenden Gesteins, dem Pyroxen fehlte, ist in den Einschlüssen erhalten geblieben. Dieses Gestein dürfte i. w. aus Chlorit, grüner Hornblende, Quarz, Kalzit usw. bestanden haben und einem Prasinit recht nahe gestanden sein. Der Ca-Reichtum dürfte recht hoch gewesen sein, wie aus den Einschlüssen von Kalkspat und Klinozoisit hervorgeht und die Analyse eines heute vorliegenden Gesteines bestätigt dies ($\text{CaO} = 11.61\%$, s. sp.).

Man kann wiederholt feststellen, daß die Einschlüsse untereinander parallel gefügt sind und daher ein orientiertes si bilden. Dieses si ist, besonders in eklogitischen Gesteinen mit gut sichtbarem s, oft verlegt (Abb. 1 auf Tafel V). Auch Chlorit und Muskowit liegen in diesem si und können daher nicht als Zersetzungsprodukte der Granaten angesehen werden.

Es lag also hier einmal ein Gestein von epizonalem Charakter vor (etwa ein Prasinit), in dem die Granaten unter Umschließung zahlreicher Gemengteile gewachsen sind. Diesem präexistierenden Gesteine war in den meisten Fällen bereits eine Schieferung eigen, die sich in si erhalten hat. In jenen Fällen, wo die Einschlüsse scheinbar wahllos liegen, dürften die Gesteine erst nach Bildung der Granaten geschiefert worden sein. Dann erst erfolgte die Herausbildung der eklogitischen Paragenese, die uns heute auch schon wieder in einem nicht stabilen Zustande vorliegt. Die Granaten wuchsen während einer neuerlichen Durchbewegung weiter (Backlund) (einschlußfreier Rand!) und wirkten als „Panzer“ gegenüber dem als Einschlüsse erhaltenen Mineralbestand des präexistierenden Gesteines. Daß nun eine sekundäre Chloritisierung die Granaten erfassen kann, ist klar. Diese steht jedoch in keinem ursächlichen Zusammenhange mit den in si eingeregelteten Chloriten, sondern ist mit den von den Rissen aus wachsenden identisch. Umschließungen durch Hornblende gibt es auch, und in manchen Gesteinen bemerkt man einen schmalen Hornblendesaum zwischen Pyroxen und Granat.

Die oben erwähnte zweite Granatgeneration bildet kleine Individuen, die zahlreich im ganzen Gestein verstreut liegen, manchmal jedoch zu Gruppen aggregiert sein können. Sie zeigen immer gute Umrisse, haben nur wenige Einschlüsse, meist Quarz. Das Wachstum erfolgte hier in einem Zuge, Zonarbau ist selten, keine Risse sind zu beobachten. Es handelt sich hier, besonders mit Rücksicht auf das fast stetige Zusammenauftreten mit barroitischer Hornblende, um eine postkinematische Kristallisation (Abb. 2 auf Tafel V).

Daraus geht hervor, daß durchaus nicht alle gut begrenzten Granaten auf ein und dieselbe Weise entstanden sein müssen und ich weise daher auf eine Trennung hin, die gemacht werden muß. Die zuerst beschriebenen Erscheinungen beziehen sich auf Granaten mit alter Anlage und junger Rekrystallisation. Zonarbau und Risse, sowie der einschlußfreie Rand beweisen dies zur Genüge. Gut ausgebildete Granaten aber, mit wenig Einschlüssen und ohne Risse sind jung und in einem Zuge kristallisiert, wenn auch manchmal ein durch einen eisenreicheren Kern bedingter Zonarbau zu bemerken ist.

Der Pyroxen stimmt gut mit den Angaben Wieseneders für Omphazit überein (52). In manchen Fällen ist ein sehr schwacher Pleochroismus vorhanden: $\gamma =$ zartgrün, $\beta = \alpha =$ farblos, $n_{\gamma}/o = 39-41^{\circ}$, $\gamma - \alpha = 0.022-0.024$ (die in [40] angegebenen Werte sind infolge eines unterlaufenen Fehlers in der Schliffdickenbestimmung zu hoch angegeben), $2 V_{\gamma} = 68-71^{\circ}$, mäßig starke Dispersion $\rho < \nu$. Dieses Mineral ist das Charakteristikum aller Typen, die in Abteilung I zusammengefaßt sind. Regelmäßig ist Verdrängung des Omphazits durch Diablastik aus farbloser Hornblende und Feldspat (Feldspaturaltisierung, Franchi [22]) zu beobachten. Randlich zerfaserte Omphazite laufen nach Weinschenk (50, p. 287 f.) „in eigentümlich wurmartig zerkränzelte Aggregate aus, welche man als vermikulitische Bildungen bezeichnen kann“. Ist die Diablastik unauflöslich, so besitzt sie einen graugrünen Farbton, der um so intensiver wird, je feinkörniger die Massen sind. Auch vom Inneren der Pyroxene geht diese Umwandlung aus. In wenigen Fällen tritt die Diablastik zurück und beschränkt sich auf einen schmalen Kranz, aus dem blaßgefärbte Hornblenden sprossen (Abb. 3 auf Tafel VI).

Die Hornblenden sind in den Gesteinen dieser Abteilung entweder farblos oder sehr blaß gefärbt. Ersterer Fall tritt dann auf, wenn die Hornblenden von der Diablastik verdrängt werden (Weinschenks „zerkräuselte Hornblende“), also in die Kristallisationsphase des Omphazits zu stellen sind. $n\gamma/c = 18^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.023$, $2V$ konnte nicht mit Sicherheit gemessen werden, bewegt sich aber um 75° um α . Oft nehmen sie, mit Klinozoisit verwachsen (Weinschenk), wesentlich am Aufbau mancher Typen teil. Auch sie können gelegentlich Omphazit und die farblose Hornblende verdrängen. Neubildung ist eine zu sehr großen Formen neigende von Angel (2) Barroisit genannte Hornblende in guten Umrissen, die immer nach der Diablastik entstanden ist, in manchen Fällen aber auch Säume zwischen Granat und Pyroxen bildet. Ihre Färbung ist immer blaß, der Pleochroismus jedoch deutlich: $\gamma =$ blauviolett, $\beta =$ violett, $\alpha =$ farblos bis gelblich, $n\gamma/c = 12-13^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.027$, $2V_\alpha = 71^\circ$ (41a).

In manchen Gesteinen dieses Typus findet sich Zoisit in dicksäuligen Kristallen innerhalb der Diablastik als Reste, gehört demnach hier in eine Phase, die der Bildung der Diablastik voranging. In anderen Gesteinen, auch in ein und demselben Schriff mit Kristallen von erwähntem Habitus gemeinsam, umschließt Zoisit die Diablastik und schiebt sich mit sehr scharfen Grenzen gegen diese Diablastik vor und zeigt dabei langgestreckte, ja spießige Formen. Es gibt also zwei Phasen der Zoisitbildung, typomorph und hysterogen.

Klinozoisit hingegen findet sich als Einschluß in den Granaten, in denen auch das einzige Vorkommen von Epidot in den eklogitischen Gesteinen der Abteilung I liegt. Er bildet sich auch nach der Diablastik und zeigt dann sehr große Kristallformen. In der Phase der Omphazitbildung ist sein Auftreten nicht beobachtet worden.

Der Disthen kommt in großen Kristallen vor, die voll von Einschlüssen stecken und die Umrisse oft nur schlecht erkennen lassen. Weinschenk erwähnt diese Erscheinung auch schon. Disthen scheint aber vor der Diablastik entstanden zu sein und dürfte demnach nicht mit den Cyanitadern sekundärer Bildung ident sein.

Der Muskowit, oft reichlich im Gestein vertreten, dürfte wohl seine Entstehung einer K-Zufuhr während gewisser Phasen der Durchbewegung verdanken. Quarz ist sehr oft eine Neubildung, denn er bevorzugt in stark durchbewegten, mylonitisierten Typen die Zwickel im Bewegungsschatten der Granaten und außerdem zeigt er kaum Bewegungsspuren, ebenso der spärlich auftretende Kalzit. Rutil, Titanit (letzterer umkränzt oft den Rutil) und Pyrit (oft mit Magnetitkränzen) sind immer wieder auftretende Nebengemengteile.

II. Abteilung: Gehänderte Typen.

Das Charakteristikum dieser Typen, die Bänderung in verschieden starkem Ausmaße, ist durch lagenweise Anordnung der Gemeugteile zustande gekommen. Beim Schlagen brechen diese immer sehr feinkörnigen Gesteine, wenn sie glimmerreich sind, plattig nach besonders glimmerreichen Lagen, wenn sie glimmerarm sind, brechen sie meist nach keiner bevorzugten Richtung. Es gibt hier Typen, die mit Eklogiten überhaupt nichts zu tun haben und nur in traditioneller Anlehnung an Weinschenk hier besprochen werden. Einige dieser Gesteine möchte ich am liebsten

als Kalksilikatfelse bezeichnen. Sie stehen hauptsächlich in den Gastacher Wänden und im orographisch linken Teil des Dorfertaales an.

Die hellgrünen und gelbgrünen Partien bestehen in der Hauptsache aus Epidot und diopsidischem Augit, ferner tritt Quarz, Kalkspat, Zoisit, Klinozoisit und manchmal auch Glaukophan in den Gesteinsverband ein. Granat ist selbstverständlich immer vorhanden. Die dunklen Bänder, im allgemeinen etwas grohkörniger, bestehen in der Hauptsache aus Hornblende, wozu auch die oben erwähnten Gemengteile treten.

Die Granaten sind hier ebenfalls gut begrenzt, besitzen aber nur Einschlüsse von Mineralien, die dem heute vorliegenden Gesteine ebenfalls eigen sind, sie sind also syngenetisch.

Der Pyroxen ist in diesen Gesteinen kein Hauptgemengteil, er ist udm farblos, zeigt keine Verdrängung durch diablastische Massen und auch keine Umwandlung in Hornblende, sondern bildet unversehrte Körner. $n\gamma/c = 40^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.021$, $2V\gamma = 61^\circ$. Diese diopsidischen Augite erscheinen hier stabil, neben Massen von Epidot, Kalkspat, Quarz und auch Hornblende.

In den Gesteinen mit dunkler Bänderung tritt sehr viel Hornblende auf, die ich nicht als Barroisit bezeichnen, sondern in die Reihe der gemeinen Hornblenden stellen möchte, wie die optischen Daten zeigen: $\gamma =$ dunkelbläulichgrün, $\beta =$ graugrün, $\alpha =$ hellgrün (auch gelblich), $n\gamma/c = 16$ bis 21° , $\gamma - \alpha = 0.022$, $2V\alpha = 77^\circ$. Sie gehören hier zur selben Phase wie die anderen Gemengteile. Manchmal wird das unversehrte Epidot-Pyroxenpflaster von einer feinen Diablastik unterbrochen, die grüne Hornblende und Plagioklas erkennen läßt. Offenbar scheint früher einmal Omphazit vorhanden gewesen zu sein, wahrscheinlich in Form schmaler eklogitischer Streifen. Der heutige Pyroxen hat mit Omphazit gar nichts zu tun, denn er wird auch von der Diablastik gar nicht berührt. Aus dieser Diablastik sprossen einzelne große Hornblenden mit den oben erwähnten Eigenschaften. Ich konnte auch Glaukophan als Gemengteil nachweisen: $\gamma =$ himmelblau, $\beta =$ violett, $\alpha =$ lichtgelb, $n\gamma/c = 8^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.019$, $2V\alpha = 54^\circ$. Er wurde, außer in den schon erwähnten sonnenähnlichen Aggregaten, selten als Gesteinsgemengteil gefunden. In Gesteinen dieser Abteilung kommt er gelegentlich mit Pyroxen parallel verwachsen vor, ist aber mit diesem syngenetisch verknüpft und nicht aus ihm entstanden.

Der Epidot ist gelbgrün, aber auch grün, so daß manche Stellen der grünen Bänder udm reichlich Epidot erkennen lassen. Es scheint recht unwahrscheinlich zu sein, daß der Epidot hier ein hysterogenes Mineral in bezug auf Omphazit sein soll. Er nimmt manche Stellen des Schliffes ganz für sich in Anspruch und läßt zwischen den Körnern nur äußerst selten in Bändern angeordnete Diablastik erkennen. Da diopsidischer Augit in den Epidotpartien auftreten kann, scheint es wahrscheinlich zu sein, daß diese Epidot-Augitbänder primär sind und im Zuge der Bildung der eklogitischen Gesteine und der Granat-amphibolite ihre Entstehung einer Epimetamorphose aus besonders kalkreichen Sedimenten verdanken. Zoisit und Klinozoisit sind natürlich hier auch sehr zahlreich vertreten und letzterer bildet oft einen Kranz um Epidot. Muskowit ist gut geregelt und ist wohl später entstanden. Es stellte sich ein großer Carbonatreichtum heraus. Neben Carbonatschnüren und -lagen, die man als jüngere Beimengungen (tektonisch oder durch Stoffzufuhr aus der Nachbarschaft) deuten kann, sieht man Carbonat unregelmäßig beimengt, also wohl zum Gesteinsbestand gehörig. Der Disthen ist hysterogen, er bildet breite Adern. Rutil, Titanit und Erze sind oft reichlich vertreten.

III. Abteilung: Die Granatamphibolite.

Die unter dieser Abteilung zusammengefaßten Gesteine haben das Fehlen von Pyroxen, sowie dessen Umwandlungsprodukte gemeinsam. Auch hier finden sich manchmal schwach gebänderte Typen, aber im großen und ganzen haben wir es mit dunkelgrünen, massigen und zähen Gesteinen zu tun. Ihre Verbreitung liegt über den ganzen Begehungsbereich verteilt, die Hauptmasse jedoch liegt auf der Maureralpe, am Rostocker Eck und gegen die Malhampitzen hinauf.

Der Mineralbestand ist Granat, Hornblende, Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Chlorit, Biotit, Muskowit, Quarz, Titanit, Rutil, Kalzit, Apatit, Erze.

Die Granaten liegen den heutigen Verhältnissen gegenüber im Ungleichgewicht vor. Sie stecken voll von Einschlüssen, unter denen Klinozoisit, Epidot, Quarz, Muskowit, Chlorit, grüne Hornblende, Kalzit und Titanit zu finden sind. Sie sind isotrop. Umwandlung von innen und außen geht unregelmäßig vor sich, so daß die Granatreste vielfach zerlappt erscheinen. Postkristalline Bewegungen konnten auch kleine Bruchteile vom Hauptkorn entfernen. Die durch die Umwandlung entstandenen Mineralien sind hauptsächlich Chlorit und eine barroisitische Hornblende, ebenso grüne Hornblende, daneben auch Biotit und oft viel Erzausscheidung. Richtige Kelyphitriden, wie sie Hezner (27) aus den Ötztaler Eklogiten beschreibt, sind nicht bekannt geworden. In einem Schlift wurde eine zweite Granatgeneration erkannt. Diese Individuen sind gut begrenzt, linsenförmig angeordnet, einschlußfrei und die Lücken zwischen ihnen von Quarz ausgefüllt.

Die Hornblende wird hier zu einem Hauptgemengteil. Der Pleochroismus ist immer erkennbar, meistens aber recht stark, schwächer wird er nur an blässer gefärbten Individuen. γ = blaugrün bis blaßgrün, β = graugrün bis hellblaßgrün, α = hellgelblich grün bis farblos, $n_{\gamma/c} = 14-21^\circ$, $\gamma-\alpha = 0.019-0.022$, $2V\alpha = 66-80^\circ$. Aus den angeführten Daten ist zu ersehen, daß ein starker aktinolithischer Einschlag vorliegt, der besonders den kleineren, meist blassen Individuen zukommt, während die großen Hornblenden eine intensivere Farbe besitzen und als gemeine Hornblenden anzusprechen sind. Die kleinen Individuen bauen zusammen mit saurem Plagioklas eine Diablastik an, in der keinerlei Augitreste zu erkennen sind. Oft sind die Hornblendenädelchen in der Diablastik strahlenförmig angeordnet, an vielen Stellen überwiegt Feldspat über Hornblende. Nicht weit von der Höhenkote 3076 in den Gastacher-Wänden fand ich einen Granat-Strahlsteinfels, ohne Anzeichen von Omphazitresten. Die Aktinolithe sind groß, langprismatisch, durchdringen sich gegenseitig und lassen eine beginnende Umwandlung in Chlorit erkennen. γ = grünlich, $\beta=\alpha$ = farblos, $n_{\gamma/c} = 13^\circ$, $\gamma-\alpha = 0.026$.

Der Zoisit und hauptsächlich Klinozoisit, letzterer besonders in Gesteinen mit viel Carbonat, sind überall, wenn auch nicht sehr zahlreich, anzutreffen. Epidot hingegen bildet in manchen Typen einen stark verbreiteten Gemengteil, der hier allerdings nicht in Bändern angeordnet ist, sondern mehr oder weniger große Nester bildet. Glimmer ist Neubildung. Biotit, in formlosen Flatschen, tritt ziemlich häufig auf, gelegentlich umwächst er den Granat. Der Pleochroismus ist nicht so stark wie an Biotiten der Tiefengesteine, $\gamma = \beta$ = hellbraun, α = farblos bis hellgelb, einachsigt negativ. Muskowit ist bedeutend spärlicher vertreten als in den eklogitischen Gesteinen. Ein häufiger Gemengteil ist Chlorit, meist zweiachsig, zeigt er oft niedere Interferenzfarben und manchmal Zwillingslamellen. Er ist in den meisten Fällen Klinochlor und verdrängt Granat ebenso wie Hornblende und bildet gelegentlich Besenformen. Quarz ist überall vertreten, Titanit, oft sehr zahlreiche Nester bildend, oder Kränze um Magnetit. Rutil ist weniger als in den eklogitischen Gesteinen.

Zum Abschluß sei noch etwas über die sehr oft auftretende Diablastik der Gesteine aller drei Abteilungen gesagt. Es sind mir zahlreiche Gesteine bekannt geworden, deren Hauptbestandteil eine Hornblende-Feldspatdiablastik ist, so daß man diese Gesteine als diablastische Granatamphibolite bezeichnen kann. In vielen Fällen waren überhaupt keine Omphazitreste zu beobachten, z. B. in Abteilung III. Die Struktur macht auch nicht den Eindruck, als ob die Hornblende-Feldspatdiablastik auf eine Feldspat-uralitisation von Omphazit zurückzuführen wäre, dafür spricht auch die relative Gleichmäßigkeit der von Omphazit freien Hornblende-Feldspatvergesellschaftung gegenüber Diablastiken der Gesteine, die noch Omphazitreste enthalten. Bei diesen sind es meist nur graubraune, kaum bestimmbar Massen, während bei jenen eine Durchsiebung der Hornblenden durch sauren Plagioklas zu beobachten ist. Wenn auch innerhalb dieser Diablastiken Hornblendeneusprossungen gesehen werden konnten, was nach Beobachtungen aus anderen Eklogitgebieten nach der Omphazitumwandlung ganz allgemein der Fall ist, so ist es doch sehr auffallend, daß die Diablastikanteile mancher Granatamphibolite jeweils von gleicher Größe sind und auch die Hornblendenadeln meist immer in s liegen. Darin sehe ich den Beweis,

daß es sich hier lediglich um eine Verwachsung von Hornblende und Plagioklas, dieser wohl mit späterem Bildungsanfang, handelt, denn dort, wo Omphazitumwandlungen nachgewiesen wurden, sind a) Omphazitreste vorhanden und b) schwanken die Größenverhältnisse der Diablastikanteile so stark, daß eben oft nur unauflösbare Massen im Schliß zu sehen sind. Ferner ist bemerkenswert, daß keinerlei Übergänge zwischen den beiden Arten der Diablastik entdeckt werden konnten, so daß meiner Ansicht nach die Hornblende-Feldspatverwachsung in den Granatamphiboliten nicht aus Omphazit entstanden ist, sondern eine eigene, epizonale Mineralisation darstellt. Der hier schwer bestimmbare Feldspat ist ein Albit von 5 bis 15% An und ist wohl durch Albitisation zu erklären, verdankt aber seine Existenz nicht der Na-Substanz umgewandelter Omphazite, da deren Na-Gehalt viel zu gering ist, solche Mengen von Albit hervorzubringen (Abb. 4 auf Tafel VI).

Die Amphibolite:

Sie kommen in beiden Serien vor. Sie stehen zu den eklogitischen Gesteinen, außer an einigen wenigen Punkten, in keinerlei Beziehung. In der Serie A fand ich sie am Wege zur Johannishütte im Glimmerschiefer und am SW-Absturz der Zoppetspitze bei P. 3001. Mit eklogitischen Gesteinen treten sie nur oberhalb der Ochsenhütte im Dorferthal und am Wallhorntörl zusammen auf. In den Gastacher Wänden neigen die wenigen Amphibolite zu Prasiniten hinüber. Zur Serie B zählen diejenigen vom Malhamspitz-ostgrat, von den Dellacher Keesflecken, die unterhalb der Rostocker Hütte und die wenigen kleinen Vorkommen in der Glimmerschiefer-Paragneisserie des Grates Nikolaakogel-Türml. Einen stark lagenweise injizierten Amphibolit fand ich zwischen Mullwitzköpfl und Rainerkees innerhalb der Gneise, sehr nahe dem Zentralgranitgneis.

Granatfreie Amphibolite treten gegenüber den eklogitischen Gesteinen jedenfalls sehr zurück. Meist bilden sie eigene Partien und nur in den seltensten Fällen sind sie mit eklogitischen Gesteinen verknüpft, wobei dann ebenfalls Amphibolit gegen Eklogit zurücktritt. Ganz andere Erscheinungen finden wir am Venedigernordrand, wo Amphibolite große Areale einnehmen und eklogitische Gesteine vollkommen fehlen. Eingehende Studien über die dortigen Verhältnisse sind vom Verfasser derzeit im Gange (41).

Die hier zu besprechenden Amphibolite besitzen eine sehr wechselvolle Typen- ausbildung, während der Mineralbestand ziemlich einförmig ist. Die wesentliche Farbe ist dunkel- bis schwarzgrün, teils mit gelben Einlagerungen. Neben Typen ohne Schieferung fand ich gut geschieferte, die beim Schlagen plattig brechen. Die Hornblende, der Hauptbestandteil, ist dunkelgrün und von verschiedener Größe, an manchen Typen lassen sich bis 2 cm lange Spaltflächen wahrnehmen. Gelegentliche weiße Einlagerungen bestehen aus Plagioklas. Zoisit ist oft angereichert und manchmal bildet er zentimeter- lange Spieße. Solche Zoisitamphibolite, mit wenig Plagioklas, wurden mir vom Wallhorn- törl bekannt. In den Epidotamphiboliten tritt der gelbgrüne Epidot von winzigen Körnchen, Linsen und Butzen angefangen bis zu breiten Bändern auf. Andere mfA erkennbare Mineralien sind der oft auftretende Muskowit, dann Biotit, oft in Schlieren das Gestein durchziehend, und Chlorit, der im Gestein selbst verteilt ist oder auf Klüften sitzen kann. Er ist in besonders gut geschieferten Abarten ein reichlicher Gemengteil. Seine Zunahme bewirkt Übergänge zu Prasinit. Pyrit tritt gelegentlich auch in Schlieren auf, außerdem findet man Titanit, Breunnerit, Quarz, Turmalin und manchmal Bornit und Maguetit.

Unterhalb der Rostocker Hütte ist ein feinkörniger, dunkelgrüner Amphibolit. Hornblende und Plagioklas, vereinzelt Biotit und braunes Carbonat sind zu erkennen. Heiler Glimmer fehlt. Der Schliß zeigt das gegenseitige Durchsieben der Hornblende und Feldspate. Die Reste des jeweils durchsiebten Bestandteiles verraten sich durch gemeinsames Auslösen über größere Flächen. Diese Diablastik reicht über große Abschnitte. Der Feldspat ist saurer Plagioklas, mit $n_{\alpha} = 1.539$ und teils negativer, teils positiver Doppelbrechung (zirka 17% An) und unverzwilligt. Die Hornblende bildet lang- und kurzprismatische Formen, immer ohne Endflächen, der Pleochroismus ist stark: γ = bläulichgrün, β = grasgrün mit bläulichem Stich, α = grünlichgelb, $n_{\gamma}/c = 10-20^{\circ}$, $2 V_{\alpha} = 74^{\circ}$, die Doppelbrechung relativ schwach. Einschlüsse sind vereinzelt Rutil. Zoisit ist selten und bildet Nadeln. Epidot ist auch selten, zeigt keinen Pleochroismus

und bildet kleine Körner. Die kleinen Quarzkörner löschen undulös aus. Biotit ist über das ganze Gestein verteilt und zeigt nie gut Umriss, er ist stark pleochroitisch: $\gamma = \beta =$ schwarzbraun, $\alpha =$ gelbbraun, einachsige negativ. Magnetit ist durch große, schlecht begrenzte Individuen vertreten, die oft einen Titanitkranz um sich haben. Titanit findet sich auch außerdem noch ohne Verwachsung mit Magnetit. Apatit tritt spärlich auf.

Der Zoisitamphibolit vom Wallhornortl besteht i. w. aus Hornblende und Zoisit. Die eigentümlich schiffige Hornblende erreicht nie große Dimensionen, sie bildet ein wirrstengeliges Netzwerk, besonders in den die Zoisite umrandenden Partien, so daß ein grüner Saum um diese herumliegt. In den Bereichen, die von den Zoisiten weiter entfernt sind, stellt sich die früher beschriebene Diablastik ein. Die Hornblenden sind blaß gefärbt. $\gamma =$ bläulichgrün, $\beta =$ grün, $\alpha =$ gelblich bis farblos, $n_{\gamma/c} = 18-19^\circ$. Plagioklase sind zahlreich, unverzwillingt, daher war wegen der fehlenden Bezugsrichtungen keine genaue Bestimmung des An-Gehaltes möglich. Zoisit und Epidot bilden große Individuen, besonders Zoisit, der reich an Einschlüssen ist, unter denen Hornblende und Rutil überwiegen. Die Zoisite sind immer langprismatisch. Manchmal tritt zonare Verwachsung Epidot-Klinozoisit auf, wobei der Epidot den Kern bildet. Quarz ist als Einschluß im Epidot und Zoisit vorhanden, Rutil in feinen, blaß gefärbten Nadeln, Magnetit ist selten.

Hier sei noch kurz ein weiterer Amphibolit beschrieben, dessen Anstehendes ich unterhalb der Johannishütte an der orographisch linken Seite des Dorfertaes fand. Das Gestein ist geschiefert, die Farbe dunkelgrün, enthält zahlreiche bis 1 mm starke Epidotlagen. Manchmal tritt Muskowit auf. Winzige Granaten sind nur ganz vereinzelt anzutreffen. Dieser Amphibolit hat schon beträchtliche prasinitische Eigenschaften, wie der hohe Chloritgehalt beweist. Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß sich viele makroskopisch noch für Amphibolit gehaltene Typen uDM als prasinitisch erwiesen.

d) Chemischer Teil

Analysiert wurde ein Typus der Abteilung I, der sich uDM als ziemlich eklogitisch erwies. Das Austehende befindet sich zirka 600 m SE der Johannishütte im Dorfertal. Das Gestein ist ungeschiefert, sehr zäh und führt in einem grünen Gewebe kleine Granaten und Zoisitstengel. UDM führt es viel an Umwandlung begriffenen Omphazit, aus dem meist Hornblende ohne breite diablastische Kränze sproßt. Zoisit bildet lange Stengel. Granat zeigt gute Kristallformen, aber nicht so viele Einschlüsse wie Granaten von anderen Typen der Abteilung I. Die Einschlüsse sind allerdings ebenfalls epizonale Mineralien (Klinozoisit, Quarz, Titanit, Chlorit).

Die chemische Zusammensetzung ist folgende (Anal. Scharbert):

	Gew.-%	Molekularzahl	Projektionswerte nach Niggli	
SiO ₂	46.37	7721	si	90
TiO ₂	1.43	179	al	21.5
Al ₂ O ₃	18.73	1837	fm	38.9
Fe ₂ O ₃	2.03	127	c	33.8
FeO	7.38	1027	alk	5.8
MnO	0.08	11	qz	—28
MgO	8.23	2041	k	0.12
CaO	11.61	2897	mg	0.61
Na ₂ O	2.73	440		
K ₂ O	0.54	57		
H ₂ O ⁺	0.73	—	Projektionswerte nach Köhler-Raez:	
H ₂ O ⁻	0.14	—	qz	—12
P ₂ O ₅	0.17	12	F	28.5
S	0.09	28	fm	59.5
Summe ... 100.26%			F-fm	—31
Spez. Gew. ... 3.304				

In der Literatur liegen zwei weitere Analysen von eklogitischen bis eklogitähnlichen Gesteinen des südlichen Großvenedigergebietes vor. Wieseneder (52) analysierte einen „Eklogit“ von den Gastacher Wänden und Bianchi (15) einen „Granatamphibolit mit gastalditischer Hornblende“ von der K. 3335 der Dreiherrnspitze. Die Projektionswerte nach Niggli und nach Köhler-Raaz sind hier wiedergegeben.

Niggli:

	si	al	fm	e	alk	qz	k	mg
Nr. 1	110	22.2	45.5	25.6	6.7	—17	0.05	0.54
Nr. 2	104	19.7	49.3	22.3	8.7	—29	0.13	0.44

Köhler-Raaz:

	qz	F	fm	F-fm
Nr. 1	—19	27	54	—27
Nr. 2	—24	23	53	—30

Als weitere Vergleichsanalysen wurden folgende Eklogitanalysen herausgegriffen und nach Köhler-Raaz projiziert (Abb. 5):

	qz	F	fm	F-fm
1. Prijakt (Wieseneder 52)	—17	22.5	60.5	—38
2. Gertrusk (Wieseneder 52).....	—22.5	25.5	52	—27.5
3. Eibiswald (Mauthner 17)	—8	26.5	65.5	—39
4. Oberfeistritz (Schuster 17)	—28	23.5	48.5	—25
5. Sulztal (Hezner 27)	—31	22	47	—25
6. Burgstein (Hezner 27)	—30	21	49	—28
7. Unterpferdt (Düll 17)	—19	30	51	—21
8. Puy Ferrières (Brière 8)	—15.5	24.5	60	—35.5
9. La Compointrie (Brière 8).....	—20	19	61	—42
10. Lyngenes (Eskola 19)	—21.5	14	64.5	—50.5
11. Rødhaugen (Eskola 19)	—11	10	79	—69
I. Gabbromittel nach Daly	—18.5	30	51.5	—21.5

Die analysierten eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes sind chemisch mit den Eklogiten anderer Gebiete identisch. Untereinander weichen sie lediglich durch die qz-Zahl voneinander ab, wobei der von mir analysierte der SiO_2 -ärmste ist.

Der Granat eines eklogitischen Gesteines der Abteilung I wurde analysiert. Die kristallographischen Umriss sind gut, wenige Einschlüsse sind vorhanden. Diese wurden, so gut es ging, entfernt. Nach dem Dünnschliffbild handelt es sich um einen Granat der zweiten Generation.

Die Analyse ergab folgendes Resultat (Anal. Scharbert):

	Gew.-%	Molekularzahl
SiO_2	39.81	6628
TiO_2	sp.	—
Al_2O_3	19.35	1898
Fe_2O_3	0.69	43
FeO	21.56	3001
MnO	0.03	4
MgO	10.33	2562
CaO	7.51	1339
Summe ...	99.27%	

Umrechnung auf 100%:

	Gew.-%	Atomzahlen
SiO ₂	40.09	6675
Al ₂ O ₃	19.49	3824
Fe ₂ O ₃	0.69	86
FeO	21.72	3023
MnO	0.03	4
MgO	10.41	2582
CaO	7.57	1350

Summe ... 100.00%

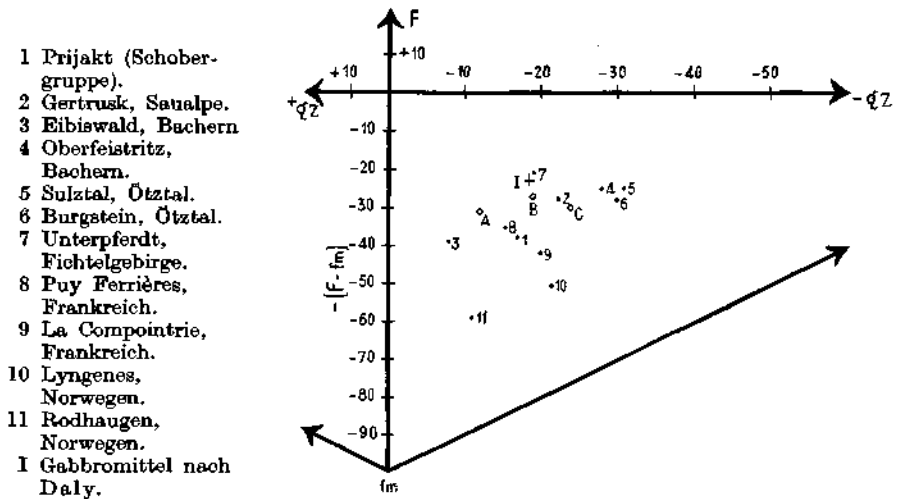
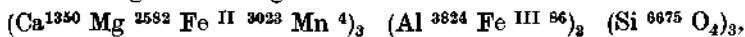


Abb. 5: Projektion nach Köhler-Raaz.
 A südlicher Großvenediger (Scharbert)
 B südlicher Großvenediger (Wieseneder)
 C Dreihornspitze (Bianchi).

Hieraus ergibt sich folgende Formel:



d. s.: 43.5% Almandin, 37.1% Pyrop, 19.4% Grossular.

Der Granat fällt demnach in das Feld der Eklogitgranaten, die ja bekanntlich (Eskola) 12–40% Grossular und 25–70% Pyrop enthalten können. Aus den Untersuchungen geht hervor, daß die eklogitischen Gesteine in Prasinitfazies entstanden sind und demnach auch ihr Granat. Ein „Eklogitgranat“ muß also nicht unbedingt in der Eklogitfazies gewachsen sein.

e) Versuch einer genetischen Deutung

Ich möchte darauf hinweisen, daß ein einmal aufgezeigter und durch verschiedenste Beobachtungen gestützter Weg der Eklogitbildung nicht für alle Eklogitvorkommen zutreffen muß. Die verschiedensten Ausgangsmaterialien können zu Eklogit führen (gabbroide Gesteine, Basalte, basal-

tische und diabasische Tuffe und Tuffite, man nimmt auch primär magmatische Eklogite an). Es ist unerläßlich, jeweils den geologischen Verband aufs genaueste zu studieren, denn es ist ja klar, daß dem eklogitischen Mineralbestand ein gabbroider bis pyroxenithornblenditgabbroider Chemismus im Sinne Niggli (35) zukommen muß, ohne Rücksicht auf seine Entstehung.

Hezner (27) nahm für die Ötztaler Eklogite und die nach ihrer Meinung aus ihnen hervorgegangenen Granatamphibolite gabbroides Ausgangsmaterial an, wies aber darauf hin, daß keine direkten Übergänge zwischen Gabbro und Eklogit bekannt geworden sind. Diese Diskrepanz suchte sie durch intensive Vermischung der Elemente während der Metamorphose zu erklären. Die Bildung der Eklogite verlegte sie in die tiefere Zone, was durch das hohe spezifische Gewicht der Gemengteile und die richtungslos-körnige Struktur gegeben ist. Die Eklogite des Ötztales liegen in den Amphibolitmassen, und laufende Übergänge über Eklogitamphibolit — Kelyphitamphibolit — (Granatamphibolit) — Amphibolit lassen letzteren aus Eklogit hervorgehen.

Hammer (24) dagegen stellte die Eklogite als nördliche und südliche Randzone jenes breiten Amphibolitziuges fest, der das Öztal zwischen Längenfeld und Sölden quert. Basischer Eruptivgesteinsursprung wurde für den ganzen Komplex angenommen. Hezners „gewöhnliche Amphibolite“ waren nie im Eklogitstadium, sondern sind unmittelbar aus Gabbro hervorgegangen, die von den Eklogiten stammenden sind anders.

Für die Eklogite der Münchberger Gneismasse ist Gabbro und andere gabbroide Gesteine als Tiefengesteinsäquivalente festgestellt worden (Düll 17, Schüller 42).

Die norwegischen Eklogite liegen nach Eskola (10) im Granitgneis, welcher Einschaltungen von Marmor, Olivinfels und Labradorit führt. Sie bilden linsenförmige Einlagerungen im Gneis oder Bänder, respektive Linsen im Olivinfels. Die Eklogite im letzteren sind sehr variabel. Auch reine Granat- und Diopsidknollen kommen vor. Der Eklogit ist eng mit dem Olivinfels verknüpft, demnach wahrscheinlich nach der Abscheidung des Olivingesteines kristallisiert, analog den Eklogitknollen im Kimberlit. Die Eklogite im Gneis sind keine „Segregationen“ in dessen Magma, sondern echte Bruchstücke von großen Eklogitkörpern, die aber während der Verfestigung mit dem Gneis zusammen unter Streß lagen, mit dem Gneis also konsanguin geworden sind. Für die Eklogite in den Gneisen Ostgrönlands kommt Sahara zu ähnlichen Vorstellungen (39).

Die Eklogite des Moldanubikums liegen in Granuliten und sind ebenfalls eng mit Olivin verknüpft (Becke 5, Waldmann 46).

Die ostalpinen Eklogite dagegen zeigen mit Ausnahme einer Stelle in den Ötztalern (Loibiakogel, Hammer 24) keine Verwachsungen mit Olivin, respektive Serpentin. In zahlreichen Arbeiten über ostalpine Eklogite konnte immer wieder die bei Hezner angeführte Abwandlungsreihe vom Eklogit zum Amphibolit nachgewiesen werden (Angel 1, Clar 9, Kieslinger 29). Kieslinger z. B. betrachtet die Amphibolite der Koralpe als Tektonite der Eklogite, da sie an den stärker tektonisch beanspruchten Teilen liegen. Die Amphibolite der Koralpe sind durch Tiefendiaphthorose aus Eklogiten hervorgegangen. Dieselben Verhältnisse findet Clar (9) in der Schobergruppe, wo allerdings richtige Eklogite nach seinen Angaben vollkommen fehlen. Angel schlug auf Grund seiner eigenen und Clars Ergebnisse eine „alpine Eklogitfazies“ vor (1), nachdem schon Becke auf entscheidende Unterschiede zwischen den Eklogiten der Eskolaschen Eklogitfazies und denen der Ostalpen hingewiesen hatte (6). In der „alpinen Eklogitfazies“ seien neben Omphazit auch braune bis braungüne Hornblende, Disthen und Zoisit typomorph. Im Gegensatz zu den Eklogiten des Moldanubikums seien die ostalpinen Eklogite zweitstufiges Kristallin im Sinne Grubenmanns (23).

Wieseneder glaubte die Eklogite als polymetamorphe kristalline Schiefer deuten zu können (52), wobei manche Verhältnisse dafür sprechen, daß die Eklogite aus kristallinen Schiefem geringerer Metamorphose hervorgegangen wären (Prasiuite, Granatprasinite, Grünschiefer). Entscheidend ist ihm das Fehlen von ausgesprochen katazoualer Gesteinsvergesellschaftung.

Umwälzend war die neue Ansicht Backlund (4) über die Eklogitbildung. Seine Arbeiten stützten sich auf die Verhältnisse der Eklogite in Grönland und Westnorwegen. Als Ausgangsmaterial nahm Backlund ein basaltisches, tuffiges oder tuffitisches Gestein höherer Zonen an und behauptete, daß der dynamische Streß unter Umständen den allseitigen

Druck an Effekt übertreffen kann. Außerdem ist der Chemismus der Basalte dem der Eklogite äußerst ähnlich, nur weisen die Mineralien der letzteren eine dichtere Gitterpackung auf. Als thermischer Effekt wirkt die aufsteigende Migmatitfront: die Eklogitbildung ist an Orogenesen gebunden. Dazu gab Backlund folgende Abwandlungsreihe: basaltisches Gestein (Tuff, Tuffit) — Uralitporphyrit — Grünschiefer (Prasinit) — Amphibolit — Granatamphibolit — Eklogitamphibolit — Eklogit. Das spärliche Vorhandensein von echten Eklogiten erklärte Backlund aus der sehr seltenen Vereinigung von Höchsttemperatur und stärkster Durchbewegung. Das häufigere Auftreten von Eklogitamphibolit gegenüber echtem Eklogit wurde auf häufigere höhere Beweglichkeit und stark gerichtete Druckwirkung zurückgeführt. Mehrere Granatgenerationen wirken als Indikatoren, wobei die jüngsten Bildungen, Bestandteile der echten Eklogite, einschlußfrei sind. Eine ausführliche Darstellung findet man in Leitmeier (33, S. 237 f.).

Weinschenk kam schon vor etwa 50 Jahren für die Eklogite des südlichen Großvenedigergebietes zu sehr ähnlichen Ansichten, wie 1936 Backlund. Er hielt nämlich den Einfluß des nahen „Zentralgranites“ auf die Bildung der Eklogite für wahrscheinlich. Ihm war aber auch schon die sehr große Mannigfaltigkeit der eklogitischen Gesteine in diesem Gebiete aufgefallen und er stellte diese Eklogite jenen des Fichtelgebirges gegenüber und wies wiederholt darauf hin, daß der Name „Eklogit“ für die Gesteine des südlichen Venedigers kein gut gewählter sei und daher nur provisorisch beibehalten werden dürfe. Denn Weinschenk war sich darüber klar, daß die hier beschriebenen eklogitischen Gesteine abweichende Bedeutungen gegenüber anderen Eklogiten und auch gegenüber den Amphiboliten der N-Seite haben. Er wies vor allem auf den lokal nicht unbedeutenden Gehalt an Kalkspat und Quarz hin, sowie auf die mannigfaltigen Übergänge zwischen den Eklogiten und den Einlagerungen von „Kuotenschiefern, respektive Cipolin“. Auch sprach er den Gedanken aus, daß das fast völlig richtungslose Gefüge und die mineralische Zusammensetzung auf basischen Eruptivgesteinsursprung und deren Tuffe hinweisen würden. Aber er betonte ausdrücklich, daß „nirgends ein Rest, weder in Beziehung auf die Struktur noch auf die mineralische Zusammensetzung vorhanden ist“. Die verschiedenen Einlagerungen sandiger bis kalkigmergeliger Zusammensetzung sind durch Übergänge miteinander verbunden. Das deutet auf durch fremde Einschwemmungen verunreinigte Tuffe, chemisch Mergeln ähnlich, als Ausgangsmaterial hin. Ferner sagte Weinschenk, daß die Verhältnisse zwischen den Chloritschiefern und Kalkglimmerschiefern (meine Serie A) ähnlich sind denen der Eklogite und Glimmerschiefer, nur daß im ersteren Falle das Zwischenglied kalkreicher war und in bedeutend mächtigeren Lagen auftrat. „Im übrigen aber sind die Chloritschiefer und die Eklogite letzten Endes nichts weiter als verschiedene Stadien der kontaktmetamorphischen Veränderung eines und desselben, sicher basischen, Eruptivgesteines und seiner Tuffe“ (50, S. 317).

Aus den vorangegangenen Schlibfbeschreibungen geht klar hervor, daß „echte Eklogite“ im südlichen Venedigergebiet überhaupt nicht auftreten. Der Eskolaschen Eklogitfazies (20, 21) am nächsten kommt die Mineralkombination Granat-Omphazit-farblose Hornblende-Zoisit-(Disthen)-Rutil.¹⁾

¹⁾ Der Verfasser ist Anhänger der Fazieslehre Eskolas.

Diese Gemengteile sind vor der Diablastik entstanden. Allerdings gibt es, wie schon a. a. O. erwähnt, Doppelrollen einzelner Gemengteile, wie neugebildete und rekristallisierte Granaten, junge Zoisite und Disthene. Die Einschlüsse in den alten Granaten weisen auf ein prasinitisches Ausgangsmaterial hin. Aus dem Gesteinsbild ist ersichtlich, daß mindestens zwei Hauptkristallisationen notwendig waren, um die heutigen Gesteine zu entwickeln. Die erste führte zu dem Gestein, dessen Mineralbestand sich als Einschlüsse im Granat erhalten hat, die zweite bildete dann die eklogitische Paragenese. An manchen Typen kann man eine dritte Kristallisation erkennen, die eine zweite Generation Zoisite, ferner violblaue barroisitische Hornblenden, Klinozoisit, Muskowit, Quarz, eventuell Kalkspat und Titanit hervorbringt, ferner die Pyrite mit Magnetitträndern umgibt. Auch die kleinen, einschlußfreien Granaten wachsen hier. Die zweite und dritte Kristallisationsphase werden durch die Diablastikbildungen getrennt.

Die für große Teile der Gastacher Wände so charakteristischen, schon Weinschenk bekannten, gebänderten „Eklogite“ erwiesen sich als Kalksilikatfelse, demnach also eklogitfremd. Ich verwies schon auf das Vorhandensein großer Epidotpartien, denen unversehrter diopsidischer Augit, sowie Kalkspat und Quarz beigemischt ist. Die oft zahlreich auftretenden Granaten umschließen nur gesteins eigene Gemengteile und zeigen gute Begrenzungen und sind syngenetisch mit den anderen Bestandteilen verknüpft. An einzelnen Stellen konnte ich feststellen, daß diese Gesteine zwischen Prasiniten und Kalkglimmerschiefern auftreten können und daher unter Umständen auch als Reaktionsprodukte gedeutet werden könnten. Dabei muß von vornherein ein kalkreiches Ursprungssediment angenommen werden, was für diese Gesteinstypen ohne weiteres berechtigt erscheint. Lokale Einschwemmungen titifischer Materiales, respektive Mg-reichere Partien führten zur Bildung der oben beschriebenen schmalen eklogitischen Streifen, respektive der dunklen gebänderten Varietäten, deren Hornblendeführung auf einen größeren Mg-Gehalt des Ursprungssedimentes zurückzuführen ist. Die Bildung aller dieser Gesteine liegt in der Epizone.

Auch die zahlreich auftretenden Granatamphibolite haben m. E. mit den hier befindlichen eklogitischen Gesteinen nichts zu tun, sie treten auch niemals mit ihnen verbunden auf. Allerdings läßt sich eine Abstammung von eklogitischen Gesteinen, wie sie Angel (2) und Hezner (27) annehmen, weder beweisen noch widerlegen, aber das Fehlen jeglicher Omphazitreste und die schon beschriebenen Verhältnisse der Diablastik lassen auf gesonderte Genesis schließen. Die Albitbildung beginnt nach der Kristalloblastese der Hornblenden und Granaten. Später kommt eine zweite Phase von Hornblenden hinzu, die auch noch Biotit und Klinozoisit neben Chlorit hervorbringt. Dabei ist bemerkenswert, daß meist in den Typen mit stärkstem Albitwachstum die Granaten am weitgehendsten pseudomorphosiert sind (Chlorittränder).

Da alle als alt anzusprechenden Granaten, sowohl die der Abteilung I als auch die der Granatamphibolite, dieselben Einschlüsse zeigen, so ist anzunehmen, daß sie im selben Gesteinstyp gewachsen sind. Die Einschlüsse von Chlorit und die späteren Chlorittränder lassen auf ein Pendeln in einer bestimmten Tiefenstufe schließen. Diese dürfte, aus Vergleichen mit den Glocknereklogiten (14, S. 170 f.), die tiefere Abteilung der Prasinitfazies sein. Clar sagt (l. c.): „Die Bedingungen der Metamorphose

würden pendeln um eine obere Grenze im Stabilitätsbereiche dieses Granaten.“ Auch die als jung bezeichneten einschlußfreien Hornblenden, auf Bildung in derselben Tiefenstufe hin. Mit der Bildung von Omphazit ist demnach keine Granatbildung parallel gelaufen. Wir haben hier eine ähnliche Erscheinung wie bei Backlunds Beschreibungen über die Rolle der Granaten bei der Eklogitbildung. Ein Unterschied liegt jedoch darin, daß bei Backlund die zuletzt gebildeten Granaten Bestandteile der typischen Eklogite sind, während bei den hier beschriebenen Gesteinen die jüngsten Granaten einer nach höheren Zonen tendierenden Kristallisation angehören.

In drei kleinen Arbeiten über penninische Profile der W-Alpen weist Cornelius auf die Gleichheit der Serien mit jenen in Tauernprofilen hin (10, 11, 12). Gesteine des Val Tournanche und des Tales von Zermatt werden mit dem Glocknergebiet verglichen. Eine verblüffende Ähnlichkeit auch zum Venedigergebiete wird offenbar. Cornelius unterscheidet bei den eklogitischen Gesteinen vom Rimpfischborn Reste eines älteren Mineralbestandes I und eine neugebildete Paragenese II. I besteht aus Granat, Pyroxen, Rutil, der Granat führt Klinozoisiteinschlüsse. Der Pyroxen zeigt nur mehr Reste, wird von diablastischen Massen umgeben, deren Bestandteile erst bei beginnender Sammelkristallisation als grüne Hornblende und Feldspat bestimmbar werden. Rutil wird vom Titanit umkränzt. Ein blaßer Glaukophan gehört vielleicht auch hieher. II entwickelt „Barroisit“, Klinozoisit, Epidot, Albit, Biotit, Pennin, Titanit (10, S. 154—157). Dieselben Verhältnisse beschreibt Cornelius an einem Eklogit von Breuil (12, S. 104 f.).

Im Glocknergebiet liegen die wenigen Eklogite ebenso wie in der Schweiz und im südlichen Venediger in derselben Gesteinsvergesellschaftung, die im Glockner Obere Schieferhülle genannt wurde (14). Alles ging dort in Prasinitfazies vor sich, die Omphazite, soweit vorhanden, treten nur mehr als Reste auf, die Granaten stecken voll von Einschlüssen der uns schon bekannten Art. Dieselben Neubildungen treten auf. Clar nennt diese Gesteine meist auch Granatprasinite oder Eklogitprasinite. Die für die Gastacher Wände typischen gebänderten Gesteine fehlen allerdings sowohl dem Glocknergebiet als auch in den von Cornelius beschriebenen W-Alpenprofilen.

Bei den Untersuchungen an den eklogitischen Gesteinen des Venedigergebietes konnte nirgends ein Tiefengesteinsrelikt entdeckt werden, ebenso wenig Eruptivgesteinskontakte. Gewiß könnten diese durch die großen Bewegungen und Verschuppungen vernichtet worden sein, so daß das Fehlen von Kontakten allein noch nicht gegen eine magmatische Entstehung sprechen würde, auch kann eine intensive Durchbewegung eine Verschuppung eines ursprünglich einheitlichen Komplexes verursachen. Gegen magmatische Entstehung aber spricht besonders die große Mannigfaltigkeit der Gesteine. Denn noch nach einer Durchbewegung lassen tektonisch abgetrennte Teile gewisse Ähnlichkeiten zu dem ursprünglichen Komplex erkennen. Hier aber sind oft sehr nahe beieinander liegende Vorkommen vollkommen verschieden. Auch die weit verbreitete Bänderung spricht entschieden gegen magmatische Entstehung. Ferner ist die Vergesellschaftung mit epizonalen Serien und der Gehalt der eklogitischen Gesteine an epizonalen Bestandteilen Tatsache.

Es spricht m. E. nichts dagegen, daß die eklogitischen Gesteine und auch die Granatamphibolite aus kalkig-mergeligen Sedimentgesteinen mit Beimengungen von diabasischen Tuffen im Sinne Weinschenks gebildet sind. Eklogitische Gesteine und Granatamphibolite haben beide das Prasinitstadium durchgemacht, womit Backlunds Theorie auch für das Venedigergebiet Geltung bekommt, haben aber dann getrennte Wege eingeschlagen. Nochmals sei hervorgehoben, daß die Vorkommen sich entlang der Grenze der Serien A und B verteilen. Wenn diese Grenze sich bei sorgfältiger Kartierung als tektonische Linie, als Bewegungshorizont, herausstellt, so müssen dort höhere Drucke während der Orogenese gewirkt haben, die vielleicht auch zur Herausbildung eklogitischer Gesteine beigetragen haben könnten, für die aber keine größere Tiefe anzunehmen wäre, als die der Prasinitfazies. Ob überhaupt und inwieweit Migmatitfronten im Bereiche der Zentralgranitgneise auf die Bildung der Eklogite Einfluß hatten, sei dahingestellt. Jedenfalls können und dürfen Prasinite und Eklogite nicht getrennt werden, darin sah auch schon Weinschenk klar. Diese beiden Gesteinsfamilien gehören genetisch zusammen.

Es hat also im Venedigergebiet und wohl auch im Glocknergebiet niemals eine Bildung der eklogitischen Gesteine in der 3. Tiefenstufe im Sinne Grubenmanns und eine darauffolgende „Tiefendiaphthorese“ nach der 2. Stufe hin stattgefunden. Die Annahme, diese Eklogitgesteine als ostalpine Schubspäne zu deuten, kann durch die oben erläuterten Untersuchungsergebnisse auch nicht zum Ziele führen.

Daß auch anderswo Eklogitbildung in höheren Zonen stattfinden kann, bewies eine amerikanische Arbeit der letzten Jahre, die sich mit kalifornischen Eklogiten befaßte (Switzer 44). Hier entstanden Eklogite bei niedrigen Temperaturen und mäßigen Drucken aus basaltischen Gesteinen, die einen Peridotitstock umgeben. Dieselben hydrothermalen Agentien (im weitesten Sinne des Wortes wohl), die den Peridotit serpentinierten, wandelten den Basalt in Eklogit um.

Durch die Vergleiche aus Literatur und durch eigene Begehungen veranlaßt, möchte ich zum Schlusse vorschlagen, von einer „penninischen Eklogitbildung“ zu reden, die eklogitische Gesteine in noch höheren Zonen als Angels „alpine Eklogitfazies“ entstehen ließ. Hier muß aber ausdrücklich hervorgehoben werden, daß man nicht ohne weiteres die „Eklogitfazies“ in Bausch und Bogen eliminieren kann, da ja nirgends in den Ostalpen (vielleicht mit Ausnahme des Ötztales) wirklich „echte Eklogite“ entstanden sind. Es haben nirgends die Bedingungen der „Eklogitfazies“ geherrscht. So hat diese immer noch ein Recht auf Bestand.

Von ganzem Herzen sei meinen lieben Eltern gedankt, die mir in schweren Jahren dies alles ermöglichten. Herrn Prof. Leitmeier danke ich für die vielseitige Unterstützung bei der Arbeit, Herrn Dr. Sedlacek, sowie meinen Freunden Dr. Holzer und Dr. Frasl für zahlreiche Diskussionen und Ratschläge.

Literaturnachweis.

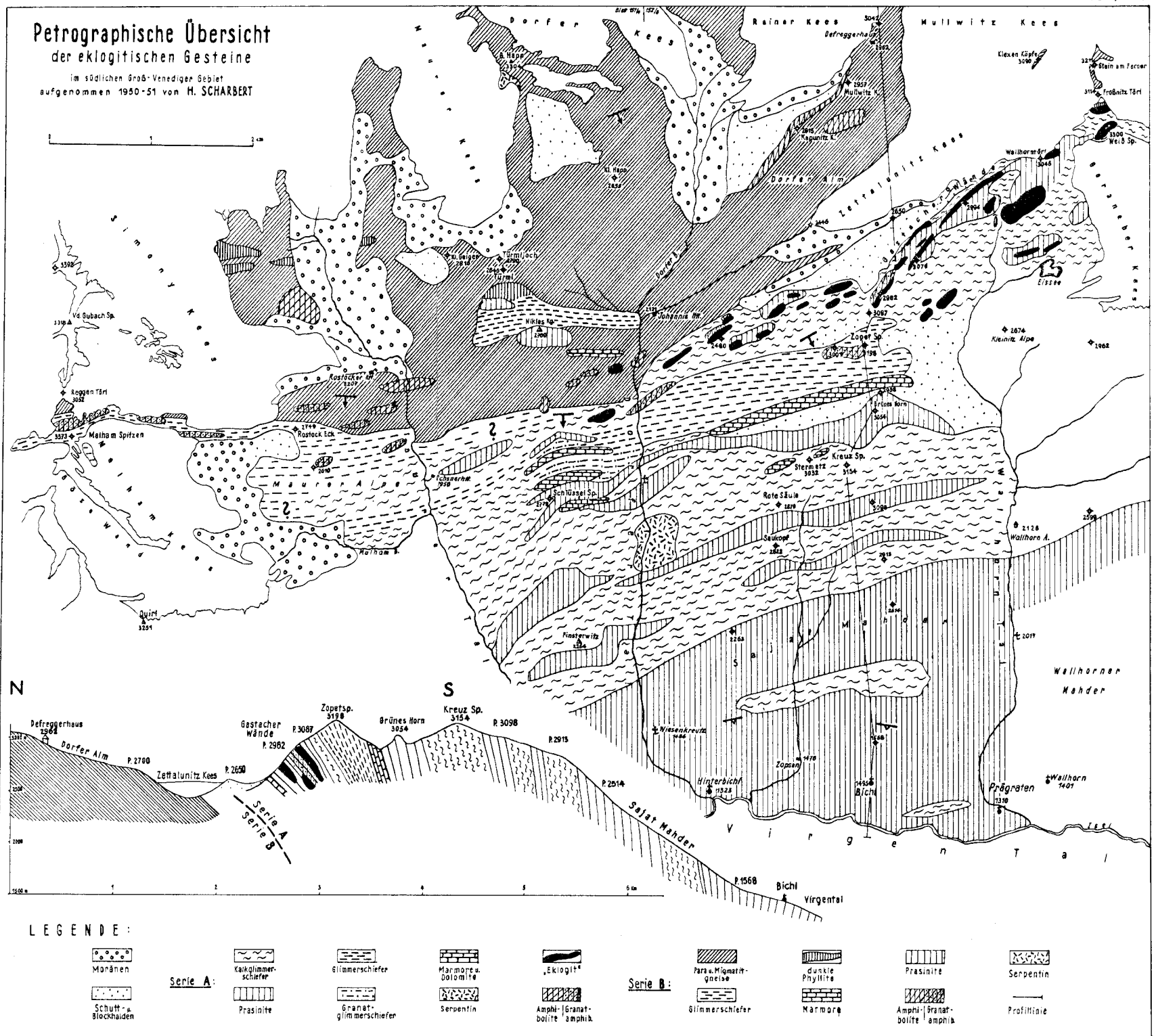
1. Angel F. (1928): Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe. Verh. geol. B. A., S. 153.
2. Angel F. (1929): Gesteine vom südlichen Großvenediger. N. Jb. Min., Beilbd. LIX, A, S. 223.
3. Angel F. (1929): Gesteinskundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol (Venediger). Mitt. natw. V. f. Stmk., 66, S. 55.
4. Backlund H. (1936): Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rsch. 27, S. 47.
5. Becke F. (1913): Olivinfels und Eklogit in „Das n. ö. Waldviertel“. T. M. P. M. XXXII, S. 205—208.
6. Becke F. (1921): Zur Faziesklassifikation metamorpher Gesteine. T. M. P. M. XXXV, S. 215.
7. Benedict P. C. (1952): Zur Tektonik des sdl. Granatspitzgebietes (Hohe Tauern). Diss. Zürich, Vlg. Rosenbaum, Wien.
8. Brière Y. (1920): Les éclogites françaises, leur composition minéralogique et chimique, leur origine. Bull. soc. franc. min. 43, S. 72.
9. Clar E. (1927): Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz (Osttirol). Mitt. natw. V. f. Stmk. 63, S. 72.
10. Cornelius (1933): Über einige seltene Grüngesteine aus dem Grüngesteinsgebiete von Zermatt (Wallis). Mitt. geol. Ges., 26, S. 154.
11. Cornelius (1934): Das Profil des Col Lauzon in den Grajischen Alpen. Mitt. geol. Ges. 27, S. 132.
12. Cornelius (1935): Profile aus dem oberen Val Tournanche. Mitt. geol. Ges., 28, S. 103.
13. Cornelius (1949): Vorläufiger Bericht über geologische Untersuchungen im Bereiche der Großvenedigergruppe (Osttirol). Anz. Ak. Wiss. (math.-natw. Kl.) Nr. 11, S. 223.
14. Cornelius-Clar (1939): Geologie des Großglocknergebietes I. Abh. Zwst. Wien Rst. f. Bdsch.
15. Dal Piaz-Bianchi (1934): Monografia geologico-petrografica sull' Alto Adige orientale e regioni limitrofe. Società cooperativa tipografica, Padova.
16. Drasche R. v. (1871): Über die mineralogische Zusammensetzung der Eklogite. Min. Mitt., S. 85.
17. Düll E. (1902): Über den Eklogit der Münchberger Gneismasse. Geogn. Jh. 15, S. 65.
18. Erdmannsdörffer O. H. (1938): Eklogit vom Schwarzwald und seine retrograde Umwandlung. Journal of Geology 46, S. 438.
19. Eskola P. (1921): On the Eclogites of Norway. Vidsk. Salsk. Skr. (math.-natw. Kl. I), Kristiania.
20. Eskola P. (1921): The Mineralfacies of Rocks. Norsk. geol. Tidskr. 143.
21. Eskola P. (1939): In „Barth-Correns-Eskola: Die Entstehung der Gesteine“. Springer, Berlin.
22. Franchi S. (1902): Über Feldspaturalitisierung der Na-Al-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella in den Grajischen Alpen. N. Jb. Min. II, S. 112.
23. Grubenmann-Niggli (1924): Die Gesteinsmetamorphose I. Bornträger Berlin.
24. Hammer W. (1926): Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen. Jb. geol. B. A., S. 97.
25. Hentschel H. (1937): Der Eklogit von Gilsberg im sächs. Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungstufen. T. M. P. M. XLIX, S. 42.
26. Heritsch F. (1932): Die Stellung der Eklogitfazies im oberostalpinen Kristallin der Ostalpen. Zbl. Min., B, S. 27.
27. Hezner L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen des mittleren Ötztals. T. M. P. M. XXII, S. 437—471, 505—580.
28. Holzer H. (1952): Über geologische Untersuchungen am Westende der Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). Sb. Ak. Wiss. (math.-natw. Kl.), S. 185.
29. Kieslinger A. (1928): Geologie und Petrographie der Koralpe, VII. Eklogite und Amphibolite. Sb. Ak. Wiss. (math.-natw. Kl.), S. 401.
30. K61bl L. (1924): Zur Tektonik des mittleren Abschnittes der Hohen Tauern. Zbl. Min., S. 590.

31. Kölbl-Schiener (1928): Zur Petrographie und Tektonik der Großvenedigergruppe. Zbl. Min., B, S. 174.
32. Leitmeier H. (1950): Mineralien des südlichen Großvenedigergebietes. T. M. P. M. 3. F. II., S. 115.
33. Leitmeier H. (1950): Einführung in die Gesteinskunde. Springer, Wien.
34. Löwl F. (1894): Der Großvenediger. Jb. k. k. geol. R. A., S. 515.
35. Niggli-Beger (1923): Gesteins- und Mineralprovinzen I. Bornträger, Berlin.
36. Peters K. (1854): Die geologischen Verhältnisse des Oberen Pinzgau's, insbesondere der Centralalpen. Jb. k. k. geol. R. A., S. 766.
37. Ramberg H. (1952): The Origin of Metamorphic and Metaomatiic Rocks. The University of Chicago Press.
38. Riess E. R. (1878): Untersuchungen über die Zusammensetzung der Eklogite. T. M. P. M. I, S. 165—172, 181—241.
39. Sahama Th. G. (1935): Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneisen des südwestlichen Liverpoollandes, Ostgrönland. Medd. om Gr., 95.
40. Scharbert H. (1952): Bericht über Untersuchungen an den eklogitischen Gesteinen des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol). Anz. Ak. Wiss. (math.-nat. Kl.), Nr. 14, S. 234.
41. Scharbert H. (1954): Vorbericht über Untersuchungen an den Grüngesteinen des Tauernnordrandes (Pinzgau). Anz. Ak. Wiss. (math.-nat. Kl.), Nr. 4, S. 37.
- 41 a. Scharbert H. (1954): Eine Bemerkung über den „Barroisit“. Der „Karinthin“ (in Druck).
42. Schüller A. (1945): Zur tektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse. Zsch. deutsch. geol. Ges., 97, S. 66.
43. Stur D. (1854): Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen Hochgolling und dem Venediger. Jb. k. k. geol. R. A., S. 818.
44. Switzer G. (1945): Eclogites from the California Glaucophaneschists. Am. Jour. Sc., 243, S. 1.
45. Turner F. (1948): Mineralogical and Structural Evolution of Metamorphic Rocks. Mem. Geol. Soc. America, 30.
46. Waldmann L. (1929): Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit (Osttirol). Mit. geol. Ges., 22, S. 1.
47. Weinschenk E. (1891): Über Serpentine aus den östlichen Central-Alpen. Habil. Schrift, München.
48. Weinschenk E. (1894): Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen speziell des Großvenedigerstocks II: Über das granitische Zentralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneis. Abh. bayr. Ak. Wiss. 18, S. 717.
49. Weinschenk E. (1896): Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes. Z. Krist. XXVI, S. 337.
50. Weinschenk E. (1903): Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstocks III: Die kontaktmetamorphe Schieferhülle und ihre Bedeutung für die allgemeine Lehre des Metamorphismus. Abh. bayr. Ak. Wiss. II. Kl., 22.
51. Wieseneder H. (1934): Zur Kenntniss der alpinen Eklogite. T. M. P. M. XLV, S. 469.
52. Wieseneder H. (1935): Beiträge zur Kenntniss der ostalpinen Eklogite. T. M. P. M. XLVI, S. 174.
53. Yoder Hatten S. (1950): The Jadeite-Problem. Am. Jour. Sc., 248, S. 225—248, 315—344.

Korrektur zu Karte und Profil: In den Gastacher Wänden unterhalb P. 2982 statt Granatamphibolit Granatglimmerschiefer.

Petrographische Übersicht der eklogitischen Gesteine

im südlichen Groß-Venediger Gebiet
aufgenommen 1950-51 von H. SCHARBERT



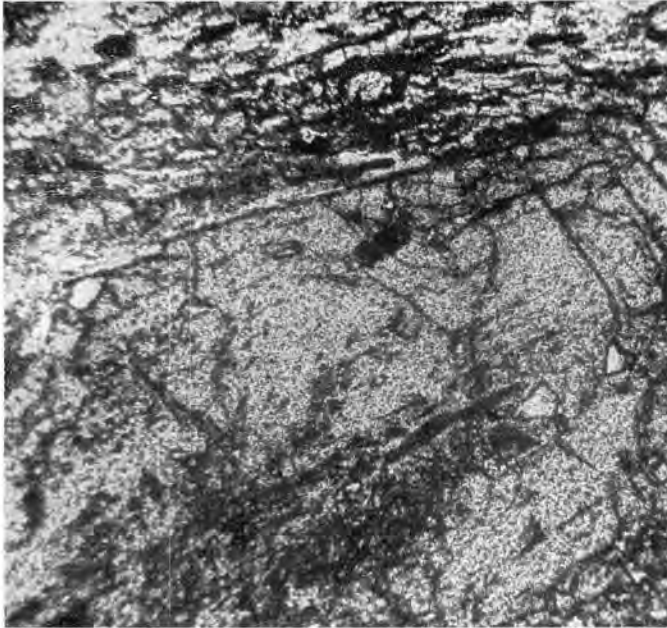


Abb. 1: Rekristallisierter Granatporphyroblast in stark deformiertem eklogitischem Gestein. Schwach verlegtes si. Durchf. Licht, 30fach.

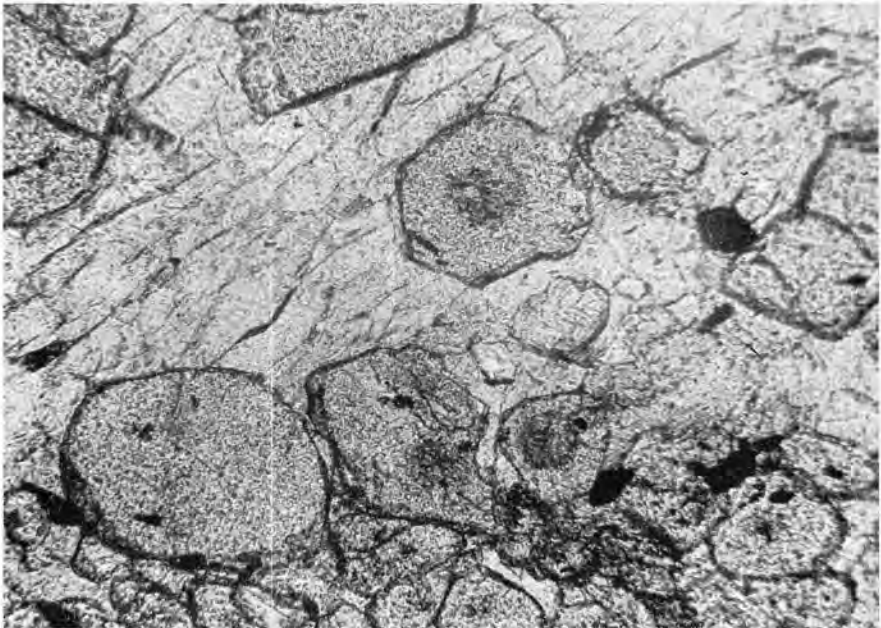


Abb. 2: Zahlreiche kleine, fast einschlußfreie Granaten. Einzelne sind gerundet. Ein großer Barroisit umwächst die Granaten. Durchf. Licht, 60fach.

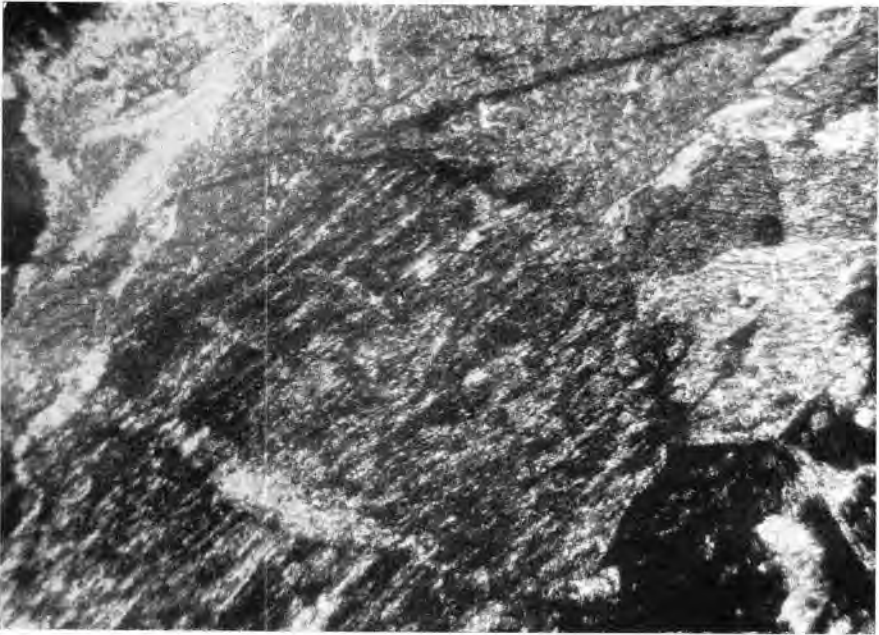


Abb. 3: In Umwandlung begriffenes Omphazitkorn. Die Hornblendebildung erfolgt direkt aus dem Omphazit. Die Grenze des Omphazites gegen Granat ist scharf (rechts unten). Nic. \times , 30fach.

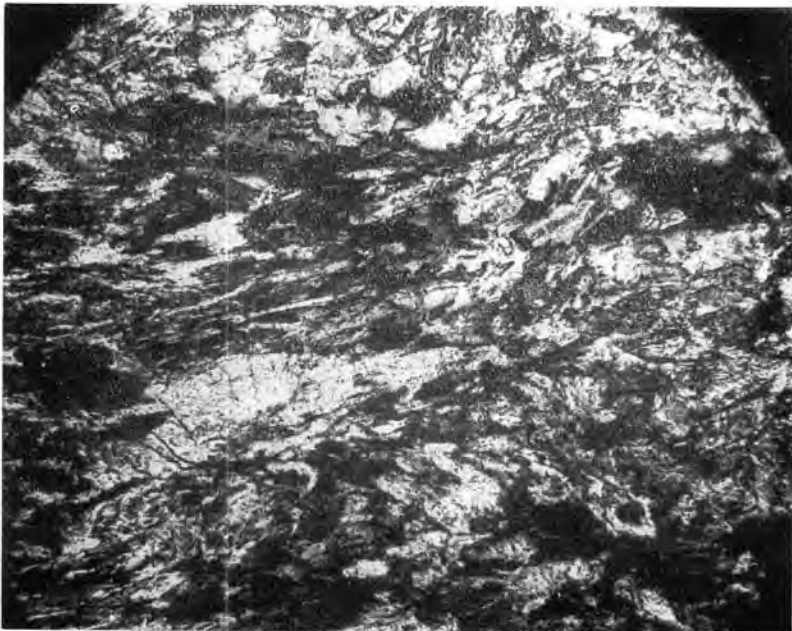


Abb. 4: Hornblende-Plagioklas-Verwachsung. Nadelförmige Hornblendens und größere Albitflecken in Dunkelstellung finden sich in der Bildmitte. Oben mehrere gerundete Albite. Nic. \times , 30fach.

Beiträge zur Typisierung von Falten III. Heteroachs geregelte Turmalinfalte.

Von Josef Ladurner

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität
Innsbruck

(Mit 1 Abb. und 9 Diagrammen auf Tafel VII)

An einer Turmalinfalte aus den Biotitplagioklasgneisen der Ötztaler Alpen wird das „Turmalin in Turmalin“-Gefüge hinsichtlich seiner Regelung untersucht und mit der Regelung der Quarze (in den Zwickeln zwischen den Turmalinkörnern der Falte und außerhalb der Turmalinfalte) zusammen betrachtet. Die Abwickelbarkeit der Gefügediagramme von Turmalin und Quarz wurde überprüft und die Turmalinfalte als inhomogen geregelte Biegefalte gekennzeichnet, wobei eine vor der Faltung vorhandene Regel der Turmaline nach der Korngestalt erhalten geblieben ist. Das Quarzgefüge, sowohl in den Zwickeln zwischen den Turmalinkörnern der Falte als auch außerhalb der Turmalinfalte, ist homogen geregelt mit heteroachser Überprägung in bezug auf B_f der Turmalinfalte.

a_f b_f (B_f) c_f sind Koordinaten der Faltengestalt, a_{tq} b_{tq} c_{tq} Koordinaten des Turmalingefüges und a_{qug} b_{qug} c_{qug} Koordinaten des Quarzgefüges.

Die Turmalinfalte, die zur Untersuchung vorlag, entstammt den Biotitplagioklasgneisen des Ötztaler Kristallins (Fundort: Hairlachtal, südlich Umhausen) und wurde mir von Herrn Dr. Schmidegg in liebenswürdigerweise zur Bearbeitung überlassen.

Die statistischen Einmessungen des Korngefüges (Turmalin, Quarz und Hellglimmer) dieser Falte erfolgten in der Weise, daß die Falte in einzelne Teilbereiche radial zum Zentrum der Faltengestalt zerlegt wurde.

Die Meßergebnisse für jeden einzelnen Teilbereich, bezogen auf eine mittlere Tangentenlage t an die jeweilige äußere Begrenzung der Faltengestalt wurden zu Sammeldiagrammen summiert, einmal abgewickelt in bezug auf die mittlere Tangentenlage an der Faltenstirne und dann nicht abgewickelt bezogen auf den gemeinsamen Schliffindex aller Teildiagramme.

Die Turmaline bilden eine in den Schenkeln im Durchschnitt 1.69 mm, an der Faltenstirne 2.0 mm mächtige Falte, deren Schenkeln miteinander einen Winkel von 108° einschließen.

Die einzelnen Turmalinquerschnitte in den Faltschenkeln sind im Schliff senkrecht zur Faltenachse B_f vorwiegend deutlich gelängt mit dem längsten Korndurchmesser mehr oder weniger parallel der Kontur des betreffenden Faltschenkels. An der Faltenstirne ist eine polygonale Anordnung der einzelnen, auch hier vielfach gelängten Querschnitte gegeben. Verbiegungen oder rupturale Zerhreibungen an Turmalinen konnten nirgends beobachtet werden. Einzelne gelängte Turmalinquerschnitte

zeigen deutlich eine polare c-Achse, aber ohne einen bestimmten Richtungssinn dieser Achse. Die Absonderung nach {0001} ist an allen Turmalinquerschnitten deutlich.

Unregelmäßige Zwickel zwischen den einzelnen Turmalinquerschnitten dieser Falte sind durch kleine, stark undulöse Quarze ausgefüllt.

Das Gefüge außerhalb der Turmalinfalte besteht im betrachteten Bereiche aus Quarz, Hellglimmer, Kalifeldspat, Granat und etwas oxydischem Eisenerz, wobei die stets starken undulösen und auch meist kleinen Quarze und der Hellglimmer in unmittelbarer Nähe und beiderseits der gefalteten Turmalinlage in schmalen Lagen parallel zur Kontur der Turmalinfalte angeordnet sind.

Gefügeeinmessungen

Die Gefügeeinmessungen wurden im Schriff senkrecht zu der durch die Turmalinlage gegebenen Faltenachse (B_f) durchgeführt.

„Turmalin in Turmalin“-Gefüge. Die Turmalin c-Achsendiagramme der an der Falte unterschiedenen Teilbereiche wurden zunächst zu einem Sammeldiagramm vereinigt (Diagramm D 1), bezogen auf den allen Diagrammen gemeinsamen Schriffindex, also in unverdrehter Lage zueinander. Es bedeckt dieses Sammeldiagramm D 1 somit einen inhomogenen Gefügebereich.

Dieses Sammeldiagramm D 1 zeigt eine im großen und ganzen ziemlich gleichmäßige Besetzung, lediglich mit einzelnen, nahe der Peripherie gelegenen verschieden stark besetzten und auch verschieden großen Untermaxima, ohne daß diese Maxima eine bestimmte Anordnung erkennen lassen. Die an Turmalin bekannte Einstellung der Stengelachse {0001} in b (B) des Gefüges scheint in diesem Diagramm nicht auf.

Wickelt man nun diese Falte konstruktiv ab und bringt die einzelnen Teildiagramme nach einer sinngemäßen Drehung mit ihren zugehörigen t (mittlere Tangentelage an die Kontur der Falte im betreffenden Teilbereich) zur Deckung, so ergibt sich Diagramm D 2, das von Diagramm D 1 der unabgewickelten Falte stark verschieden ist. Dieses Diagramm D 2 zeigt eine deutliche Großkreisbesetzung mit einer einseitigen randlichen Hauptbesetzung, 20° von der Peripherie entfernt und einer leichten peripheren Ausweitung dieser Großkreisbesetzung in Ebene (a_{tg} c_{tg}).

Auf Grund bisheriger Diagramme von Turmalingefügen (L 1, 2, 5) läßt sich diese Besetzung als Großkreisbesetzung in (a_{tg} b_{tg}) deuten, die randliche Häufung entspricht der an Turmalin bekannten Einstellung von {0001} in b_{tg} des Gefüges. Neben diesem Hauptmaximum in b_{tg} treten innerhalb (a_{tg} b_{tg}) noch einzelne schwächer besetzte Untermaxima auf, so besonders in Ebene (a_{tg} b_{tg}) beiderseits von b_{tg} im Abstand von 25° . Einstellungen von {0001} in a_{tg} des Gefüges sind nur angedeutet.

Die einzelnen Teildiagramme D 3 bis D 6 zu diesem Sammeldiagramm D 2 zeigen alle ähnliche Besetzungen in (a_{tg} b_{tg}) des Gefüges, wieder mit der Hauptbesetzung in b_{tg} des Gefüges, meist mit einer mehr oder weniger deutlichen Längung dieses Hauptmaximums in Ebene (a_{tg} c_{tg}) des Gefüges und einer Reihe von Untermaxima in (a_{tg} b_{tg}) mit Abständen von 25° , 45° , 60° und 70° von b_{tg} des Gefüges. Einstellungen von {0001} des Turmalins in oder nahe a_{tg} des Gefüges sind auch in den Teildiagrammen nur angedeutet. Alle diese Untermaxima treten in allen Diagrammen auf sind

aber in den einzelnen Diagrammen verschieden stark betont. Am deutlichsten sind immer die Untermaxima im Abstand von 25° beiderseits von b_{tg} in Ebene (a_{tg} b_{tg}).

Dieses konstruktiv abgewinkelte Turmalindiagramm ergibt also für die Turmaline eine deutliche ältere Regel nach der Korngestalt in s (a_{tg} b_{tg}) mit einer bevorzugten Einstellung von [0001] in b_{tg} des Gefüges, die spätere zur Faltung führende Deformation hat diese Regel nicht mehr wahrnehmbar verändert, also ein Beispiel einer inhomogenen, vollkommen abwickelbaren Turmalinbiegefalte mit einer älteren Regel nach der Korngestalt.

Glimmer. Die entsprechenden Glimmerdiagramme aus den beiden Faltschenkeln zeigen deutliche Maxima im Pol der jeweiligen mittleren Tangentenlage an die betreffende Kontur der Faltungsgestalt.

Quarz. Unterchieden wurde zwischen dem Quarzgefüge in den Zwickeln zwischen den Turmalinkörnern der Falte und dem die Turmalinfalte umgebenden Quarzgefüge. Die Gefügeeinstellungen wurden auch hier jeweils bezogen auf die betreffende mittlere Tangentenlage an die Kontur der Turmalinfalte im betrachteten Teilbereich.

Das Quarzgefüge außerhalb der Turmalinfalte, aber unmittelbar an diese anschließend, läßt in den Diagrammen der einzelnen Teilbereiche, die sich mit den im Turmalingefüge unterschiedenen Teilbereichen decken eine durchwegs deutliche Anordnung der Quarz c-Achsen in sich deckenden Gürteln erkennen, deren b_{qug} aber mit dem aus der Gefügeregelung der Turmaline erschlossenen b_{tg} (B_{tg}) nicht übereinstimmen.

Bringt man diese Teildiagramme unverlagert zueinander zur Deckung, so tritt dieser c-Achsegürtel noch deutlicher in Erscheinung (Diagramm D 7). Bei einer konstruktiven Abwicklung, gleich wie im Turmalingefüge, wird aber diese Gürtelbesetzung wesentlich undeutlicher (Diagramm D 8).

Ähnliche Achsenanordnungen ergaben die Einmessungen des Quarzgefüges in den Zwickeln zwischen den Turmalinkörnern der Falte, wobei auch hier der gleiche Arbeitsvorgang wie beim Quarzgefüge außerhalb der Turmalinfalte gewählt wurde. Mit Ausnahme des Teildiagrammes an der Faltenstirne, wo die Regelung etwas gestört erscheint, treten auch hier wieder in allen Teildiagrammen c-Achsenanordnungen auf, die bei unverdrehter Summierung dieser Teildiagramme zu einem Sammeldiagramm einen deutlichen c-Achsegürtel ergeben, der sich mit dem c-Achsegürtel der Quarze außerhalb der Turmalinfalte deckt.

Bei einer konstruktiven Abwicklung der Falte dieses Quarzgefüges verschwindet auch hier, ähnlich wie beim Quarzgefüge in den Zwickeln zwischen den Turmalinkörnern der Falte, dieser Achsegürtel nahezu ganz.

Es ist also für das Quarzgefüge in der Turmalinfalte und auch außerhalb der Turmalinfalte eine homogene Regelung gegeben.

Die Abb. 1 zeigt die Anordnung der einzelnen Teildiagramme in bezug zur Faltungsgestalt. t ist die jeweilige Tangente an die äußere Faltungsgestalt, der schwarze Punkt das Hauptmaximum des Turmalins, punktiert ist der Quarzgürtel eingetragen, das strichlierte Areal im Pol von t ist das Glimmermaximum. a_f b_f c_f sind die Koordinaten der Faltungsgestalt. Nach Abwicklung der Falte zeigt sich, wie dies in Abb. 1 strichliert gezeichnet ist, daß für das Turmalingefüge vollkommene Abwickelbarkeit vorliegt, ebenso für das Glimmergefüge, nicht aber für das Quarzgefüge.

Für das Turmalingefüge ergab sich auch hier wieder, gleich wie in anderen bisher analysierten Turmalingefügen (L 1, 2, 5), eine Einregelung der Stengelachse (c-Achse) der Turmaline in eine Großkreisbesetzung nach $(a_{tg} b_{tg})$ mit vorwiegender Einstellung von $[0001]$ des Turmalins in b_{tg} des Gefüges, also eine deutliche Regel (vielleicht auch Regelung) nach der Korngestalt. Neben dieser Hauptbesetzung in b_{tg} des Gefüges treten in $(a_{tg} b_{tg})$ eine Reihe von Untermaxima auf, besonders im Abstand von 25° beiderseits von b_{tg} . Eine Einstellung von $[0001]$ in a_{tg} des Gefüges ist angedeutet.

Ähnliche Einstellungen stengeliger Minerale mit ihrer Stengelachse vorwiegend in b des Gefüges und Ausbildung einer Großkreisbesetzung in (ab) mit einzelnen Untermaxima sind beschrieben an Hornblende (L 2, 5, 6), Epidot, Klinozoisit (L 2) und an stengeligen Rutilen (L 2).

Die folgende Tabelle zeigt in Übersicht die Verteilung der einzelnen Maxima (Stengelrichtung des betreffenden Minerals) in der Großkreisbesetzung in (ab) .

	in b (Haupt- maximum)	25° beider- seits b in Ebene (ab)	35°	50°	70°	in a
Turmalin (Hairlach- tal)	+	+	—	beider- seits b in Ebene (ab)	—	+
Turmalin (Sandestal)	+	+	—	beider- seits b in Ebene (ab)	beider- seits b in Ebene (ab)	+
Epidot (Sandestal)	+	—	nur auf einer Seite von b in Ebene (ab)	nur auf einer Seite von b in Ebene (ab)	—	+
Klinozoisit (Gröll- joch)	+	—	—	nur auf einer Seite von b in Ebene (ab)	—	—
Hornblende (Gröll- joch)	+	—	—	—	—	—
Rutil (Sandestal)	+	+	—	beider- seits b in Ebene (ab)	nur auf einer Seite von b in Ebene (ab)	+

Das Turmalingefüge ist vollkommen abwickelbar, ebenso das Glimmergefuge, nicht aber das Quarzgefuge.

Für das Turmalingefüge ist als homogen geregelte Ausgangsform eine ebene Turmalinlage begleitet von einzelnen Glimmerlagen als wahrscheinlich anzunehmen, mit einer Regel der Turmaline in s (a_{tg} b_{tg}) und deutlicher Betonung der Einstellung von $[0001]$ in b_{tg} des Gefüges. Diese Ausgangsform wurde dann durch Biegung zur heute vorliegenden Falte gebogen ohne eine Änderung der Gefügeregeln von Turmalin und Glimmer. Eine der Biegung zur Falte entsprechende Regelung der Quarze ist nicht erfolgt. Welche Regel für das Quarzgefüge vor der Faltung anzunehmen ist, läßt sich nicht nachweisen. Die Orientierung des Turmalingefüges wird als zufällig betrachtet.

Nach der Deformation, die zur Bildung der Turmalinfalte geführt hat, ist eine weitere Deformation erfolgt, die das Quarzgefüge sowohl in den Zwickeln zwischen den Turmalinkörnern der Falte als auch außerhalb der Turmalinfalte homogen geregelt hat. Das Turmalingefüge wurde von dieser Deformation nicht geregelt.

Das durch die Faltengestalt gegebene h_f (B_f) stimmt nicht überein mit dem aus der Turmalinregelung erschlossenen b_{tg} : b_f (B_f) \wedge $b_{tg} = 70^\circ$, liegt aber nach Abwicklung der Falte in derselben Ebene. b_{tg} des Turmalingefüges entspricht einer alten Regel nach der Korngestalt der Turmaline, die trotz der Formung zur Falte im Turmalingefüge erhalten geblieben ist. Das aus der Quarzgefügeregelung erschlossene b_{qug} fällt weder mit b_f (B_f) noch mit b_{tg} der abgewickelten Turmalinfalte zusammen; b_{qug} liegt mit 58° schief zum B_f der Falte. Diagramm D 9 zeigt die Lagebeziehungen der einzelnen Koordinaten zueinander.

Bei diesem Turmalin-, Glimmer- und Quarzgefüge aus dem Altkristallin der Ötztaler Masse handelt es sich also um eine vollkommen abwickelbare, inhomogen geregelte Turmalinbiegefalte mit Erhaltung einer alten Regel (vielleicht auch Regelung) nach der Korngestalt und ebenfalls abwickelbarem Glimmergefüge.

Das Quarzgefüge ergab eine b -Achse (b_{qug}), die sowohl heteroachs zur Faltenachse (B_f), als auch heteroachs zu der aus der Turmalinregelung erschlossenen älteren b -Achse (b_{tg}) liegt (schiefe Überprägung).

In bezug auf die Koordination a_f b_f c_f der Faltengestalt sind (a_f b_f) und (a_f c_f) wohl Symmetrieebenen der Faltengestalt (höchstsymmetrische Falte). (a_f b_f) und (a_f c_f) sind aber keine Symmetrieebenen des Korngefüges. Die Falte ist heteroachs in bezug auf die untereinander heterotaktischen Regelungen von Turmalin (Glimmer) und Quarz.

Was die Abwickelbarkeit des Turmalingefüges betrifft, läßt sich diese Turmalinfalte neben die in (L 3 und L 4 gegebenen Beispiele) inhomogen geregelter Quarzbiegefallen aus dem Innsbrucker Quarzphyllit und inhomogen geregelter Calcitbiegefallen aus der Unteren Schieferhülle und dem Korallpenkristallin stellen.

Literaturnachweis.

1. Andreatta, G.: *Analisi strutturale di rocce metamorfiche I.*, Periodice die Mineralogie, Roma 1932.
2. Ladurner, J.: Deformation, Wachstum und Regelung der Epidote als Gefügekorn und Einkristall, *Neues Jahrb. f. Mineralogie, Abhandlung*, 82, Stuttgart 1951.
3. Ladurner, J.: Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten, *Tschermaks mineralog.-petrogr. Mitteilungen*, Bd. II (3. Folge).
4. Ladurner, J.: Beiträge zur Typisierung von Falten. II. Calcitfalten. *Tschermaks mineralog.-petrogr. Mitteilungen*. Bd. IV.

5. Sander, B.: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. d. Geologischen Reichsanstalt Wien, 62, Wien 1912.

6. Sander B.: Gefügekunde der Gesteine, Springer Verlag 1930.

7. Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II. Teil: Die Korngefüge, Springer Verlag, Wien-Innsbruck 1950.

Erläuterung zu Abb. 1 und zu den Diagrammen (Taf. VII)

Abb. 1.: Turmalinfalte Hairlachtal, \perp Faltenachse br (Br), vollkommen abwickelbare, inhomogen geregelte Turmalinbiegefalte, homogen geregeltes, nicht abwickelbares Quarzgefüge.

Diagramm D 1. Turmalin, Hairlachtal, \perp Faltenachse (Br); Sammeldiagramm, nicht abgewickelt (bezogen auf den Schliifindex); 319 c-Achsen; 6 — 4 — 3 — 2 — 1 — 0.3, 0%.

Diagramm D 2. Turmalin, Hairlachtal, \perp Faltenachse (Br); wie Diagramm D 1, aber abgewickelt auf t des Faltenknies (Diagramm D 4); 319 c-Achsen; 10 — 7 — 6 — 5 — 4 — 3 — 2 — 1 — 0.3, 0%.

Diagramm D 3. Turmalin, Hairlachtal, \perp Faltenachse (Br); Teildiagramm (Faltenschenkel); 108 c-Achsen; 11 — 8 — 7 — 6 — 5 — 4 — 3 — 2 — 1, 0%.

Diagramm D 4. Turmalin, Hairlachtal, \perp Faltenachse (Br); Teildiagramm (Faltenstirne); 46 c-Achsen; 14 — 12 — 10 — 8 — 6 — 4 — 2, 0%.

Diagramm D 5. Turmalin, Hairlachtal, \perp Faltenachse (Br); Teildiagramm (Faltenschenkel); 63 c-Achsen; 20 — 15 — 10 — 8 — 6 — 4 — 3 — 2, 0%.

Diagramm D 6. Turmalin, Hairlachtal, \perp Faltenachse (Br); Teildiagramm (Faltenschenkel); 105 c-Achsen; 12 — 8 — 7 — 6 — 5 — 4 — 3 — 2 — 1, 0%.

Diagramm D 7. Quarz, Hairlachtal, \perp Faltenachse der Turmalinfalte (Br); Sammeldiagramm, nicht abgewickelt (bezogen auf den Schliifindex); 363 c-Achsen; 4 — 3 — 2 — 1 — 0.3, 0%.

Diagramm D 8. Quarz, Hairlachtal, \perp Faltenachse der Turmalinfalte (Br); Sammeldiagramm, abgewickelt auf t des Diagrammes D 4; 363 c-Achsen; 4 — 3 — 2 — 1 — 0.3, 0%.

Diagramm D 9. Übersicht der Lagebeziehungen der einzelnen Koordinaten zueinander; Koordinaten der Faltengestalt: a_f br (Br) cf ; Koordinaten des Turmalingefüges (abgewickelt): at_g bt_g ct_g ; Koordinaten des Quarzgefüges: a_{qu} b_{qu} c_{qu} .

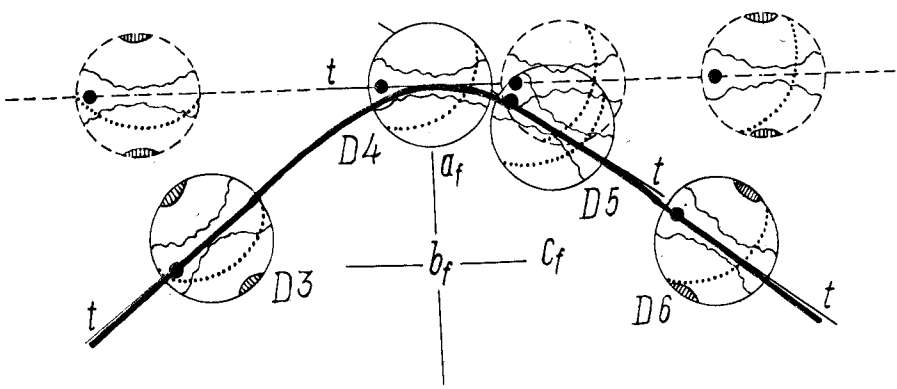
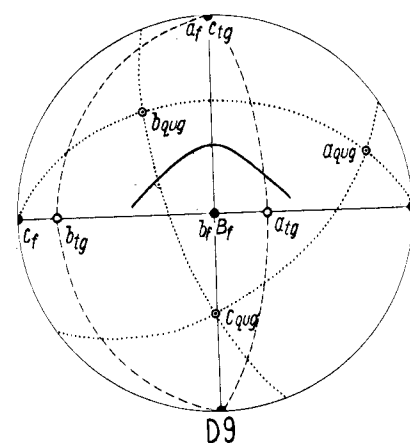
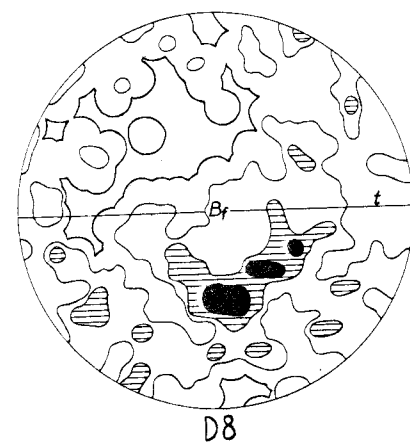
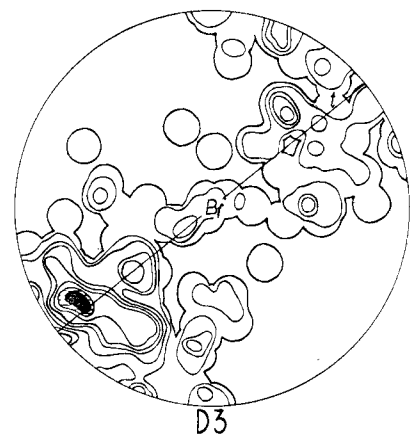
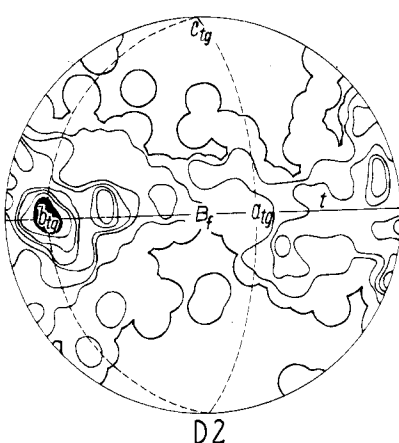
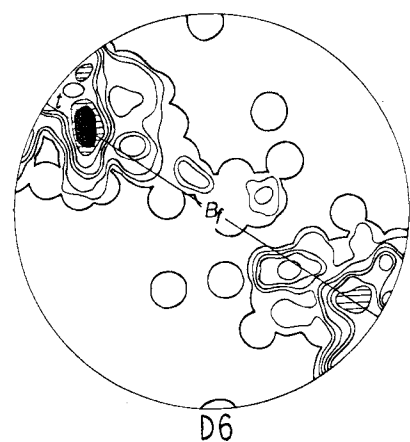
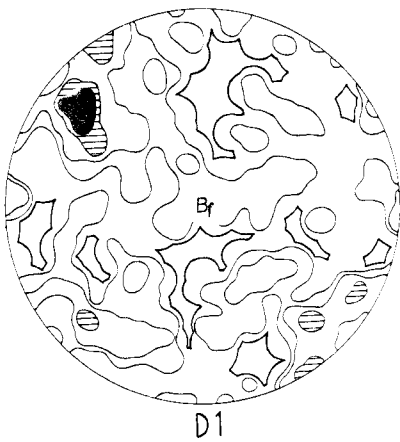
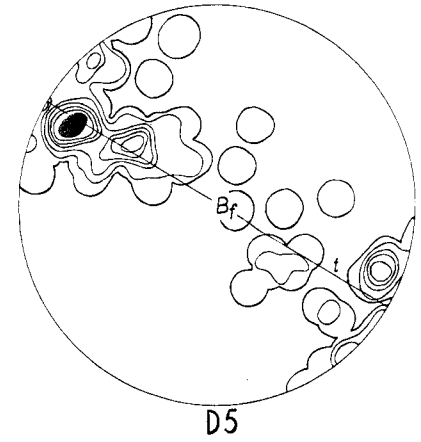
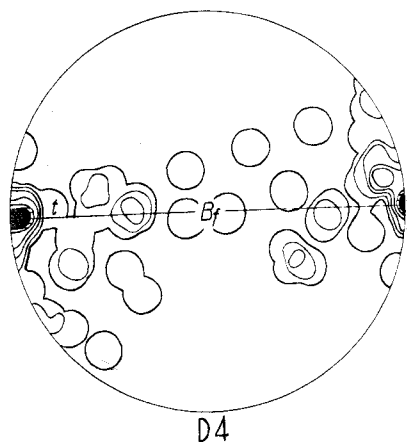


Abb. 1



Anzeichen schmelzfössiigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs.

Von Günther Frasl, Wien

(Aus dem Institut für Geologie und Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur, Wien)

(Mit 3 Textabbildungen und Tafel VIII—X)

Überblick: Gegenüber den heute im Vordergrund stehenden Beschreibungen jener mikroskopischen Merkmale von Kalifeldspaten, die auf die Bedeutung der hydrothermalen Phase für die Bildung der Granite und Granitgneise¹⁾, oder auf die Entstehung dieser Gesteine durch „trockene“ oder „nasse“ Granitisation (Transformation) womöglich unter niedrig temperierten mineralafaziellen Bedingungen hinweisen, wird hier jener Eigenschaften der großen Kalifeldspate in diesen Gesteinen gedacht, die auf die Existenz einer mindestens teilweise schmelzfössiigen Bildungsphase schließen lassen. Diese Eigenschaften, die früher von den Magmatisten als Selbstverständlichkeiten meist gar nicht näher beachtet wurden, sind nun im Zeitalter der Transformisten sehr wichtig, denn sie können uns helfen, auch den hochtemperierten oder gar schmelzfössiigen Anteil an der Granit- oder Granitgneisentstehung neben dem sicherlich nicht zu unterschätzenden niedrig temperierten, kristalloblastischen Anteil richtig einzuschätzen. Schließlich zwingen uns heute die Ideen und Beweisführungen der Transformisten, die althergebrachten Auffassungen mit offenen, transformistisch geschulten Augen zu prüfen.

Das Wachstum der Kalifeldspate im Schmelzfluß ist am besten durch Beobachtungen über den Zonarbau derselben und über die Regelung der Einschlüsse zu rekonstruieren, wobei besonders auf die Zusammenfassungen zu Ende der betreffenden Kapitel verwiesen sei. Außerdem werden hier auch die Tracht, Verzwilligung, Füllungserscheinungen, Rotfärbung durch Hämatitflitter, optische Orientierung, perthitischer Aufbau und einige andere Eigenschaften bezüglich ihrer Verwendbarkeit zu derartigen minerogenetischen Deutungen diskutiert, wobei jene Eigenschaften jeweils bevorzugt wurden, die einfach zu beobachten sind — womöglich bereits vom aufnehmenden Geologen im Felde.

In Anwendung dieser Kriterien wurde auf Grund minerogenetischer Erwägungen die Notwendigkeit der Beteiligung eines Schmelzflusses für die Bildung des Weinsberger Granites, des Rastenberger, des Mauthausener und des Eisgarner Granites sowie des Bittescher Gneises aus dem österreichischen Anteil der Böhmisches Masse bestätigt. Desgleichen konnte auch für die porphygranitischen Anteile und Augengneise verschiedener Granitgneis-Kerne der Hohen Tauern, für den Mürtzaler—Birkfelder—Aspanger Granitgneis und für den Granit der Hundsheimer Berge ein Wachstum der größeren Kalifeldspate aus einem zumindest teilweise schmelzfössiigen Medium belegt werden und bei diesen, wie bei einer Reihe von anderen Granitgneisvorkommen der Ostalpen Kalifeldspatrelikte mit Anzeichen einer hochtemperierten Vergangenheit gefunden werden, während dieselben Gesteine ansonsten ganz oder teilweise der Grünschiefer- bis Epidotamphibolitfazies angepaßt erscheinen. Hieher sind u. a. auch Gesteine der Schladminger und Seckauer Massen zu stellen. Auch stärkst deformierte und ebenso stärkst umkristallisierte Granitgneise und Augengneise sind diesen einfachen Beobachtungen noch zugänglich.

¹⁾ Als Granitgneise werden hier Gneise bezeichnet, welche — ohne Rücksicht auf ihre Entstehung — bezüglich der Mineralzusammensetzung und damit auch chemisch mit den Graniten übereinstimmen.

wenn auch mit der Stärke der Veränderung die Sicherheit der Diagnose eines schmelzflüssigen Ausgangszustandes begreiflicherweise abnimmt (z. B. Silvretta und Ötztaler Gneise).

Darauf aufbauend, läßt sich auch die Altersfrage einiger alpiner Granitgneise einer Lösung zuführen. — Z. B. für zumindest die Mehrzahl der Zentralgneismassive der Hohen Tauern, und für die Mürtaler—Aspanger Granitgneise ist außer einer niedrig temperierten Bildungsphase, die mit der Metamorphose des anschließenden Mesozoikums vollkommen übereinstimmt und demnach zwanglos in die alpidische Ära eingereiht werden kann, noch eine hochtemperierte, nur mehr an den Relikten erkeunbare, mindestens der Amphibolitfazies angehörige und oft auch nachweislich schmelzflüssige Entstehungsphase anzunehmen, die demnach vormesozoisch sein muß.

Ganz abgesehen aber von einer zeitlichen Einstufung der Granit- und Granitgneisentstehung erscheint es mir nach meiner bisherigen Ansicht heute nicht mehr allzugewagt, anzunehmen, daß überhaupt alle bekannteren Granitgneisvorkommen der österreichischen Alpen und der Moravischen Zone in Österreich — auch wenn sie nun im Gewande der Grünschiefer- oder der Epidotamphibolitfazies vorliegen — einmal einen hochtemperierten Zustand durchlaufen haben, der etwa jenem entspricht, welcher heute noch in den moldanubischen Graniten und Granitgneisen Österreichs vorliegt. Kurz gesagt — es gibt in Österreich meiner Ansicht nach keine wesentliche Masse von Granit oder Granitgneis, die nur unter Bedingungen der Grünschiefer- oder Epidotamphibolitfazies entstanden wäre.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	72
Kristalltracht	74
Zonarbau	75
Geregelt e Einschlufplagioklase	85
Verzwilligung	108
Optische Orientierung, Parthitisierung	110
Achsenwinkel	114
Auftreten von Füllungsmineralien in Kalifeldspaten	114
Rotfärbung durch Hämatitflitter	121
Amöboides Wachstum, Anwachssäume	123
Albitsaumbildung	126
Myrmekitbildung	126
Regionale Übersicht über die wichtigeren untersuchten Gesteine	127
Angeführte Literatur	128

Einleitung

Die geologische Kartierung von Granitgneisgebieten der österreichischen Hohen Tauern gab den Anstoß zu dieser Feldspatstudie. Die Untersuchungen über die Petrogenese dieser Gneise und die Tendenz, dabei eine saubere Unterscheidungsmöglichkeit zwischen den niedrig metamorphen Produkten des alpidischen Lösungsumsatzes einerseits und den Relikten eines höherfaziellen metamorphen oder aber magmatischen Altbestandes andererseits herauszufinden, führten mich hier und dann auch an anderen Orten zur Beachtung der großen Kalifeldspate, die als feine Anzeiger von Entstehungs- und Umprägungsbedingungen bekannt sind (Köhler). Sind diese Feldspate nun in einem vorwiegend flüssigen oder in einem vorwiegend festen Medium gewachsen? — war die vordringlichste Frage. Es wurden deshalb vom Verfasser eine Reihe von möglichst einfach zu erfassenden, meist morpbologischen Merkmalen an Kalifeldspaten daraufhin untersucht, ob sie Aussagen über deren Wachstums- oder Umbildungsbedingungen gestatten. Die Ergebnisse dieser Studien werden in den anschließenden Kapiteln vorgelegt. Sie beziehen sich auf folgende Merkmale: Tracht

(besonders Ausbildung der Σ 01-Fläche); Verzwillingung (besonders die Gestalt der Verwachsungsfläche und die gegenseitige Überwachung der beiden Zwillingshälften beim Karlsbader Gesetz); Zonarbau; Art, Beschaffenheit, Platzstellung und Orientierung von Einschlüssen, insbesondere von Einschlußplagioklasen; Optische Daten; Perthititmischung; Anwesenheit von anderen Entmischungsprodukten (Epidot, Hellglimmer und Hämatit); Myrmekeitebildung.

Das ist eine ganze Reihe von Eigenschaften, deren Beobachtung auch dem Aufnahmsgeologen selbst möglich ist — sei es mit freiem Auge, im Splitterpräparat oder im Schliff — und wir kommen damit wieder dem hohen Ziele einen Schritt näher, daß nämlich der Geologe schon im Felde imstande sein wird, petroblastische Granite und Gneise von solchen zu unterscheiden, die aus einem Schmelzfluß entstanden sind. Für den Begriff „Schmelzfluß“ erscheint mir dabei jene Definition am geeignetsten, die F. F. Grout 1948 für das Magma gegeben hat: „Magma is defined as a natural fluid in or on the earth, generally very hot, made up largely of mutual solutions of silicates, with some oxydes, sulfides, and water, held in solution by pressure.“ Nun unterscheiden aber viele Autoren Magma und Magma i. e. S., die in obiger Definition vereinigt sind, so daß der Sammelbegriff „Schmelzfluß“ wohl günstiger ist, solange wir nur den Zustand, nicht aber die Herkunft kennen. Im übrigen wird hier nicht gefordert, daß ein Schmelzflußgestein unbedingt einmal zu 100% flüssig gewesen sein muß.

Viele der beschrifteten Wege waren gebnet oder zumindest vorgezeichnet, besonders durch die leider nur sehr kurzen Publikationen von A. Köhler, oder in einem sehr wesentlichen Maß durch die vorbildlichen Detailbeschreibungen von O. H. Erdmannsdörffer und auch F. K. Drescher-Kaden. A. Köhler hat außerdem an der Universität Wien in speziellen Übungen und Vorlesungen weit über das Maß seiner Publikationen hinausgehend über die Feldspate vorgetragen. Richtungsweisend waren für mich außerdem die besonders für den Bereich der Hohen Tauern bedeutungsvollen Arbeiten und Vorlesungen von Ch. Exner. Herrn Doz. Dr. Christof Exner danke ich besonders für viele angeregte Aussprachen, Unterweisungen während der Studienzeit, sowie für gemeinsame Exkursionen an kritische Punkte. Herrn Dr. Max Sedlacek sei für seine bewährten fachlichen Ratschläge herzlichst gedankt. Meine verehrten Vorgesetzten an der Hochschule für Bodenkultur, Wien, zuerst Herr Dozent Dr. J. Fink und dann Herr Prof. Dr.-Ing. H. Franz, haben meine Untersuchungen in der verständnisvollsten Weise gefördert, wofür ich beiden Herrn dankbarst verbunden bin, ebenso wie allen jenen im Text genannten Herrn, die durch Beistellung von Untersuchungsmaterial zur Ausweitung des Beobachtungsräumens beigetragen haben.

Der größte Teil der untersuchten Gesteinsschliffe stammt aus der eigenen Sammlung, ein geringerer Teil aus der Sammlung des Instituts für Geologie und Bodenkunde an der Hochschule für Bodenkultur, Wien.

Im folgenden werden in den einzelnen, der Betrachtung der verschiedenen Eigenschaften gewidmeten Kapiteln immer gleich auch die Kalifeldspate verschiedener österreichischer und auch einiger außerösterreichischer Gesteinsvorkommen näher betrachtet. Daraus wird soviel bezüglich der Petrogenese des einzelnen Gesteins abgeleitet, als im wesentlichen aus der Untersuchung der Kalifeldspate herauszulesen war. Dies kann und soll

selbstverständlich keine allgemeine Untersuchung des Gesteins ersetzen. Diese ist außerdem in vielen Fällen schon von anderen Autoren durchgeführt worden, worauf hier jeweils nur kurz verwiesen werden kann. Es ist nur erfreulich, wenn durch die genauere Betrachtung der Kalifeldspate in vielen Fällen die durch Untersuchungen anderer Autoren gewonnenen petrogenetischen Vorstellungen bestätigt werden, denn auf diese Weise ist zugleich eine Kontrolle unserer Betrachtungsweise gegeben. In diesen Fällen war keinesfalls bezweckt, den Anschein völlig neuer Ergebnisse zu erregen, so z. B. bei den moldanubischen Graniten oder den außerösterreichischen Syeniten. Es war vielmehr beabsichtigt, von diesen einfachen, geklärten und bestätigten Ausgangspositionen ausgehend die anderen, zweifelhaften Fälle aufzurollen.

Kristalltracht

A. Köhler gab 1948 eine kurz gehaltene Übersicht über die Tracht der Wesentlich-Kalifeldspate und ihre Abhängigkeit von der während des Kornwachstums herrschenden Temperatur. So schreibt er u. a.: „Bei der Erstarrung aus hochtemperierten Schmelzen ist die Form der Einzelkristalle nach alter Erfahrung wohl meist nach der x-Achse gestreckt,

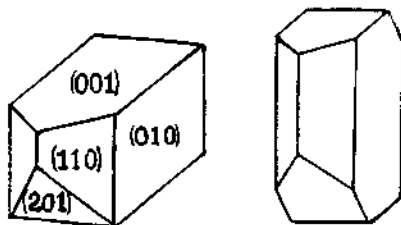


Fig. 1. Zur Tracht der Kalifeldspate. Erklärung im Text.

P und M¹⁾ sind groß entwickelt, als Querprisma tritt y auf (nicht die x) und die Prismen der aufrechten Zone sind kurz, o und n können auftreten (Fig. 1). Bei Ergußgesteinen ist nicht allzuseiten das Trachtbild etwas anders, die Kristalle sind aus uns unbekanntem Gründen tafelig nach M, was wieder auf die Zwillingbildung von Einfluß ist.“ Im allgemeinen sei die Tracht entsprechend Fig. 1 für alle Temperaturen um 1000° charakteristisch.

„In Pegmatiten ist die Gestalt „nußförmig“, dementsprechend sind die Flächen M und P relativ kleiner, die y wird sehr klein und verschwindet zugunsten der x-Fläche.“ (Alex. Köhler, 1948/a; S. 53.) Die Formen der Adulare können bei der vorliegenden Fragestellung wohl vernachlässigt werden.

Bei meinen daraufhin angestellten Beobachtungen an sehr zahlreichen idiomorphen Kalifeldspaten aus den verschiedensten Grobgraniten und Gneisen der Ostalpen und des österreichischen Anteiles der Böhmisches Masse konnten immer nur die beiden in Fig. 1 gezeigten Typen wieder-

¹⁾ In der vorliegenden Arbeit wurden folgende Flächenbezeichnungen verwendet: P (001); M (010); T (110); l (110); x (101); y (201) und z (130).

erkannt werden. Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei der γ -Fläche geschenkt, die in keinem einzigen Fall auch nur zum Teil durch α vertreten war. Das erscheint deshalb bemerkenswert, weil manche von den im folgenden angeführten Gesteinen nach neueren Auffassungen durch Granitisation entstanden sein sollen, u. zw. in der Hauptsache durch Metasomatose.

Als Beispiele sei dafür erwähnt: die porphyrischen „Knappenwandgneise“ am N-Rand der südlichen Sulzbachzunge (Untersulzbachtal, Hohe Tauern; vgl. S. 94) und die beinahe gleich aussehenden Gneise vom O-Ende des Ahorn Kernes (S. 95), Porphyroidgneise vom O-Ende der nördlichen Sulzbachzunge (S. 83); weiter Porphyrgranitgneise des Sonnblick Kernes (Krumlkees, Zirmseegebiet und Schloß Groppenstein bei Obervellach), der Porphyrgranitgneis vom Groß-Elendkees (Hochalm Kern, vgl. S. 92) und der Augengneis der Mureckdecke (S. 88); alle bisher genannten Vorkommen gehören zu den Hohen Tauern. Weitere Beispiele sind das Hasentalporphyroid (Cornelius, 1938, S. 107), der Mürztaler—Aspanger Granitgneis (S. 105), beide vom O-Sporn der Zentralalpen. — Besonders leicht erfassbar ist die Tracht der Kalifeldspate auch beim Weinsberger und beim Rastenberger Granit (S. 80) des Moldanubikums, wo ausgewitterte, beinahe ideal geformte Stücke, ähnlich wie im Karlsbader Gebiet öfters im Walde frei herumliegen.

Nach den oben nach Köhler zitierten Zusammenhängen zwischen Tracht und Bildungstemperatur spräche also die Gestalt der Kalifeldspate in jedem dieser Fälle für die Entstehung aus einem heißen Schmelzfluß. Nun hat schon Köhler sehr richtig erkannt, daß es noch „an der nötigen Zahl der bestätigenden Beobachtungen“ für seine Ansichten über die Feldspatentstehung fehlt und auch, daß die Schlüsse nicht allein auf einer Eigenschaft aufbauen sollen, sondern nur das Zusammenspiel mehrerer Erscheinungen für die Gültigkeit der Erklärung spricht. In diesem Sinne wurden die Kalifeldspate der genannten Gesteine auch auf andere Kriterien hin untersucht und — wie im Laufe der Erörterung gezeigt werden soll — deuten auch diese Eigenschaften auf die Entstehung aus einem Schmelzfluß hin, wobei ich der Beachtung des Zonarbaues, der Regelung der eingewachsenen Plagioklase und bezüglich der hohen Entstehungstemperatur dem Anorthitgehalt oder den Füllungserscheinungen den größten Erkenntniswert beimesse.

Zonarbau

Hier sei nicht jene auffallende Erscheinung besprochen, welche sich durch die zonare Anreicherung von andersfarbigen Fremdeinschlüssen auszeichnet, sondern jener Zonarbau, der sich in mehreren oder vielen Schalen von wechselnder Auslöschungsschiefe (Abb. 7, Tafel IX), wechselnder Trübung (vgl. H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der gesteinsbildenden Mineralien, 5. Auflage II/1, Tafel XXI, Abb. 6) oder auch wechselnder Dichte der Perthitausscheidungen (Abb. 10, Tafel IX) kundtut. Bei wechselnder Auslöschungsschiefe gemahnt der erste Eindruck in den besten Fällen an die oszillatorisch zonar gebauten Plagioklase besonders der intermediären Magmangesteine. — Nicht besprochen werden hier jene großen Kalifeldspatkörner, die eine verschiedene Stärke der Mikroklinisierung am Rand gegenüber der dann meist weniger angegriffenen Mitte

zeigen, denn dies ist eine sekundäre Eigenschaft, die über das Wachstum der Kalifeldspate selbst kaum eine Aussage zuläßt.

Der oszillatorische Schalenbau der Kalifeldspate erlaubt es uns nun sehr gut, Schlüsse bezüglich des Wachstums der großen Kalifeldspate zu ziehen, wobei im wesentlichen drei Deutungsmöglichkeiten unsere Aufmerksamkeit verdienen:

1. schaliges Wachstum in einer Schmelze,
2. schaliges Wachstum bei Verdrängung des umgebenden Starrgefüges,
3. Zerfall (Rhythmische Entmischung) aus einem vorher einheitlichen Wesentlich-Kalifeldspat.

Zur Klärung dieser Frage wenden wir uns zuerst einigen Fällen zu, die durch zonar wechselnde Auslöschungsschiefe gekennzeichnet sind, während die anderen, die nur mehr eine zonar wechselnde Dichte der perthitischen Ausscheidungen zeigen (Zonarperthite), erst im Anschluß daran berücksichtigt werden.

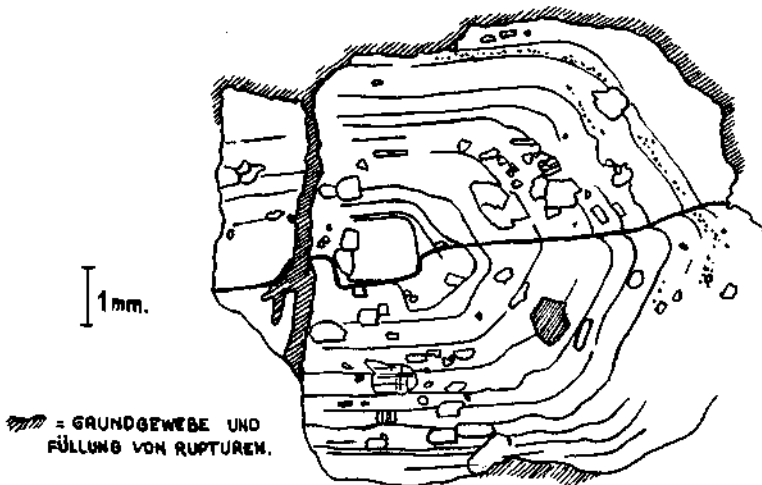


Fig. 2. Kalifeldspat mit oszillatorischem Zonarbau und vielen Fremdeinschlüssen. Erklärung im Text. — Feldspatauge aus Bittescher Gneis. Rodingersdorf bei Horn (Niederösterreich).

Ein Musterbeispiel, das eine Vielzahl der für die Klärung der Petrogenese wichtigen Beobachtungen zuläßt, ist jenes Kalifeldspatkorn aus dem Bittescher Gneis (s. u.), welches auf Fig. 2 und zum Teil auf Abb. 7, Tafel IX dargestellt ist. Der Karlsbader Zwilling ist zu mehr als der Hälfte erhalten (9×11 mm), wobei der Schnitt nicht stark von der Senkrechten auf die c-Achse abweicht. Der Schnitt geht nahe der Kernregion durch das Korn und man sieht einen von diesem Kern ausgehenden schaligen Aufbau, bei dem die Zonen in beiden Zwillingseindividen eine gemeinsame idiomorphe Gestalt abbilden, und somit auch den einspringenden Winkel beim Zusammenstoß der einander entsprechenden Zonen an der Zwillingsgrenze. Diese ist selbst gewinkelt durch ein Übergreifen des Kernes im vorliegenden Querschnitt (vgl. die Deutung dieser abgewinkelten Zwillingsgrenzen auf S. 109). Die Einschlußplagioklase sind zum Teil nach ihrer

Korngestalt geregelt (vgl. S. 104) und nach dem Albit- und Periklin-gesetz verzwillingt, gleichmäßig sauer, aber mit Muskowit und Klinozoisit gefüllt, wenn man von einem schmalen, füllungsfreien Randsaum absieht. Daneben ist nur ein Biotit eingeschlossen, sowie eine größere Anzahl kleinster Quarzkörnchen von etwa rundlichem Querschnitt. Diese sind besonders in jenem, dem Kern zugewandten Teil der einzelnen Zonen angereichert. Das ganze Korn ist ein Mikroperthit (Aderperthit bis Faserperthit). Die Perthitausscheidung macht sich in den äußeren, auf Abb. 7, Tafel IX, dunkleren Teilen der einzelnen Zonen stärker bemerkbar. — Die Rupturen des Kornes sind durch ein Quarz-Albitpflaster oder durch Muskowit verteilt.

Die Zonen selbst sind in erster Linie durch ihre innen und außen bis neun Grad unterschiedliche Auslöschungsschiefe gekennzeichnet, wobei nur auf Grund gewisser Überlegungen angenommen werden kann, daß die Ursache dieser Erscheinung mit Unterschieden im Chemismus, und darauf fußend mit der kryptoperthitischen Entmischung zusammenhängt. Eine nähere Untersuchung und Begründung dieser Auslöschungsunterschiede in Schnitten nahe (001), die auch an einer Reihe anderer Gesteine beobachtet wurden, wäre gewiß wertvoll, doch steht mir keine Röntgenanlage zur Verfügung, welche die hier für die Beweisführung nötigen Grundlagen schaffen könnte. — Die einzelnen Zonen oder Schalen haben etwa 0.4 mm Dicke, während die Einschlußplagioklase bis 0.8 mm lang sind.

Was kann man nun aus der Eigenart des Zonarbaues im vorliegenden Fall herauslesen? Was spricht z. B. für oder gegen die Deutung als rhythmische Entmischung aus einem einheitlichen Wesentlich-Kalifeldspat?

Bei Annahme eines zuerst einheitlichen Kornes kann ich nicht verstehen, wieso 1.) einmal eine Schale dick ist und die nächste dünn und die dritte wieder dicker, und wieso 2.) die ein und derselben Kristallkante entsprechenden Kantenrundungen bei jeder Schale etwas anders aussehen. Es ist mir z. B. nicht begreiflich, was bei dieser Annahme die markante Eindellung bei \uparrow verursacht haben soll und wieso sie nur in einer einzigen Zone auftritt. Außerdem wäre entsprechend dieser Annahme zu fordern, daß die Kantenrundungen jeweils in einer geraden oder zumindest nur sanft nach einer Seite durchgebogenen Linie liegen, die zum Zentrum des Kornes zieht.

Bei allen solchen Abweichungen von einer ideal gleichmäßigen Zonenfolge müssen aber bereits Inhomogenitäten im Ausgangsstadium vorgelegen haben; es ist also hier kein homogener Ausgangsfeldspat anzunehmen. Wenn wir nämlich irgendwelche Vorzeichnungen als Anlaß für die rhythmische Entmischung anzunehmen geneigt sind, dann müssen wir auch zugeben, daß solche Vorzeichnungen kaum durch etwas anderes zustandekommen können, als durch einen Aufbau nach Anwachsschalen! — Damit sind wir aber schon bei den beiden anderen Möglichkeiten angelangt.

Gegen ein Wachstum der einzelnen Schalen durch Verdrängung einer Vielzahl von angrenzenden, starr miteinander verbundenen Mineralkörnern spricht sehr deutlich die Geradlinigkeit der scharfen Grenzen der einzelnen Anwachsschalen. Es darf doch nicht angenommen werden, daß der Kalifeldspat mit gerader Front z. B. den Quarz aufgezehrt hätte; im Gegenteil, wäre der Kalifeldspat nach allgemeiner Erfahrung von den Korngrenzen aus zwischen die umliegenden Körner eingedrungen, er wäre also amöboid (Exner) gewachsen. Im vorliegenden Fall hält sich die Korngröße des

anschließenden Grundgewebes immerhin in der Größenordnung von $\frac{1}{10}$ mm, die Schalen sind aber auch bei 300facher Vergrößerung praktisch glatt. Der eventuell zu erwartende Einwand, daß sich die Grenzen der Anwachssäume nachträglich geglättet hätten, ist deshalb kaum aufrechtzuerhalten, weil man damit auch annehmen müßte, die winzigen, in bestimmten Zonen aneinandergefädelt Quarzeinschlüsse wären erst dann in eine Linie gezogen worden und die geregelten Einschlußplagioklase wären ebenso erst bei der Egalisierung des Kalifeldspates in die richtige Lage gebracht worden.

So bleibt nur mehr als letzte Möglichkeit das Schalenwachstum in schwebendem Zustand in einer Schmelze. Dadurch läßt sich vieles erklären: von den ungleich dicken Zonen angefangen, über die in Form und Lage unregelmäßige Anlage der Kanten, über die Bnchten, die bei der nächsten Schale wieder ausgeheilt erscheinen und die Glätte der Schalenoberfläche bis zur Eigenart der Einschlüsse. Die Einschlußplagioklase sind nämlich öfters idiomorph und geregelt (vgl. S. 104). Die Einschlußquarze sind entweder rund oder haben auch oft einen etwa sechseckigen Umriß. Sie sind miteinander und gegenüber dem Wirt augenscheinlich nicht geregelt — die Einmessung mit dem Universal-Drehtisch müßte dies erweisen und damit auch den Unterschied zur Quarzregelung in der äußerst stark geschieferten Umgebung — und dürften sogenannte Frühquarze sein. — Mit dieser Erkenntnis des Schalenwachstums aus einem zumindest teilweise in schmelzflüssigem Zustande befindlichen Medium stimmt auch die genetische Deutung der verwinkelten Zwillingnaht nach H. Tertsch und A. Köhler überein (S. 109).

Der eben beschriebene zonare Kalifeldspat ist ein Auge des Bittescher Gneises, den der hervorragende Kenner der böhmischen Masse, L. Waldmann, einmal „das bezeichnendste Glied des moravischen Gebirges“ nannte. Das Korn stammt aus dem Bruch der Firma Hattai an der Straße zwischen Breiteneich und Rodingersdorf nahe Horn (Niederösterreich). Es muß aber gleich dazu bemerkt werden, daß der Zonarbau dieses Kornes auch gegenüber den übrigen Augen desselben Handstücks und weiterer Proben von vornherein durch eine besser idiomorphe Ausbildung abstach. In den anderen Augen wurden denn auch trotz annähernd gleicher Schnittlagen höchstens schwache Andeutungen von Zonarbau gefunden, sonst war derselbe durch eine starke Metamorphose ausgelöscht worden. Man sieht also gleich an diesem Beispiel, daß man sich bei der petrogenetischen Fragestellung in einem Gestein nicht mit der Untersuchung irgendeines beliebigen Feldspat Auges begnügen darf, sondern zielstrebig nach möglichst gut erhaltenen Relikten zu suchen hat. — Neben solchen Schmelzfußrelikten gibt es aber sicherlich auch augenförmige Pegmatitfeldspate in anderen Partien des heterogenen Bittescher Gneises.

Etwa denselben Typus des Zonarbaues mit kontinuierlich wechselnder Auslöschungsschiefe, findet man auch bei den idiomorphen, hell fleischroten Kalifeldspaten des porphyrischen Amphibolgranitits von Eisenkappel (Kärnten) sporadisch erhalten, bei denen die Dicke der Anwachsschalen 0.1—0.3 mm beträgt. Die Zonen sind entsprechend dem Lichtbrechungskoeffizienten an der kernnahen Grenze natronreich, an der kernfernen Grenze natronarm, und haben glatte Grenzflächen. Soweit man sich auf das mikroskopische Bild verlassen kann, dürfte hier ein Kryptoperthit vorliegen, der dem Mikroperthit schon nahe kommt und dessen Auslöschungsschiefe in Schnitten etwa senkrecht zur aufrechten Achse je nach dem Natronreichtum sich kontinuierlich ändert. Das An-

lagerungsgefüge der Einschlußplagioklase mit der Regel nach der Korngestalt ist auch hier oft mit freiem Auge zu erkennen.

Außerdem entsprechen obiger Beschreibung auch die Augen des Augengneises mit amphibolgranitischer Zusammensetzung aus dem Buchwald südlich von Neukirchen am Großvenediger („Zentralgneis“ der Hohen Tauern, Frasl, 1953, S. 189). Der idiomorphe Rekurrenzenbau ist nur mehr ganz schwach erhalten, doch kann man hier bereits eine schwache Mikroklingitterung erkennen, die in den kernfernen Zonenteilen stärker ist als in jenen, dem Kern zugewandten Teilen. Damit ist bereits eine neue Abart der Erhaltung des Zonarbaues angeführt, welche dieses Gestein mit dem folgenden, genetisch sehr durchsichtigen Fall gemeinsam hat.

Auch im Syenitporphyr von Persenbeug (siehe unten), der in dieser Zusammenstellung schon deshalb wichtig erscheint, weil an dessen magmatischer Entstehung meines Wissens noch niemand gezweifelt hat, weisen die etwa 1 cm großen Kalifeldspate öfters einen deutlichen Schalenbau mit idiomorphen Begrenzungsflächen auf. Der oszillierende Zonarbau ist auch hier nur mehr an manchen Stellen reliktsch erhalten und zeigt sich in etwa parallel (001) durchgelegten Schnitten dadurch, daß scharf gegitterte und zugleich perthitisch entmischte Partien mit scharfer, völlig glatter Grenzfläche in zentrifugaler Richtung an homogene, ungegitterte und höher lichtbrechende (natronreichere) Zonenteile stoßen, die ihrerseits wieder in zentrifugaler Richtung in gegitterte Zonenteile übergehen, worauf die nächste Grenzfläche folgt. Die Dicke der ganzen Zone zwischen zwei Grenzflächen hewegt sich in vorliegendem Beispiel in der Größenordnung von 0.3 mm.

Nach Angaben von H. Limbrock, 1925, findet sich dieses Gestein vielfach um Persenbeug.¹⁾ Er stellt es zu den „eigentlich gangförmig aufdringenden granitischen Spaltungsgesteinen“. Makroskopisch treten dabei aus einer grauen bis bläulich schwarzen, dichten Grundmasse scharf begrenzte schmale Feldspatleisten hervor: idiomorphe Wesentlich-Kalifeldspate mit vorwiegend deutlicher Verzwilligung, wobei schon Limbrock beobachtete, daß die Zwillingsnaht der Karlsbader Zwillinge nicht immer geradlinig verläuft, sondern oft Treppen- und Zick-Zack-Form zeigt (vgl. S. 109). Die Einschlußregelung wird auf S. 104 beschrieben. — Die hier erwähnten mikroskopischen Beobachtungen stimmen also aufs beste mit dem feldgeologischen Befund bezüglich der schmelzförmigen Entstehung des Gesteins überein, nur die Mikroklingitterung und Perthitentmischung ist nachträglich erfolgt.

Zum Vergleich mit dem Bittescher Gneis wird auf Abb. 9, Tafel IX, ein Ausschnitt aus einem Wesentlich-Kalifeldspat (Orthoklas) mit oszillatorischem Zonarbau aus einem Amphibolgranitit der St. Diedeler Höhe, Vogesen (Schliff der Fa. F. Kranz in Bonn) gezeigt. Auch hier schwankt die Dicke der einzelnen einander umschließenden, und idiomorphe Formen nachzeichnenden Schalen; auch hier sind deren Außenflächen völlig glatt, obwohl die Größenordnung der umgebenden Körner bei 1 mm (!) liegt. Hier ist der Zonarbau nur bei der einen auffallenden Zonengrenze durch Albitausscheidung hervorgehoben, ansonsten ist keine perthitische Entmischung eingetreten und der Zonarbau wird einerseits durch wechselnde Auslöschungsschiefe des klaren Feldspates angedeutet, andererseits durch verschiedene Lichtbrechung. Gegen den Kern zu ist jede Zone natronreich (mit hohem Brechungskoeffizient) — wahrscheinlich eine neue Hitzewelle bezeichnend, in der solche natronreiche Kalifeldspate eher stabil waren —, während nach außen zu der Brechungskoeffizient kontinuierlich abnimmt und die Auslöschungsschiefe sich ebenso ändert, bis diese Zone nach außen hin mit scharfer, glatter Grenze an die nächste Schale anschließt. Die

¹⁾ Vgl. auch die neueren Ganggesteinsstudien von A. Köhler (1928).

Dicke einer solchen Zone ist um 0.1 *mm*, beträgt also ein Viertel der Schalendicke im Bittescher Gneis. Wieder ist für die Abbildung eine Stelle mit besonders deutlichem Zonarbau ausgesucht worden; in anderen Körnern hat eine sekundäre Trübung den Zonarbau recht verunstaltet.

Auch in diesem Beispiel kann zumindest für die zonar gebauten Teile der Kalifeldspate eine Entstehung durch Ausscheidung aus dem Schmelzfluß gefordert werden: die glatte Oberfläche der Zonen spricht gegen ein metasomatisches Wachstum mit Zonarbau, und die ungleiche Breite der Schalen legt Zeugnis ab gegen die Deutung der Genese als eine rhythmische, schalige Entmischung eines einst homogenen, aber doch metasomatisch gesproßten Wesentlich-Kalifeldspats. Und wenn man auch bei der Erklärung der Petrogenese dieses Granits nicht ganz ohne die Annahme endometasomatischer Vorgänge (Erdmannsdörffer) auskommt — die mikroskopischen Zeugen schmelzflüssiger Herkunft sollte man nicht vergessen! — Dies soll jedoch nur als allgemeine Anregung gewertet werden, während mir die genetische Deutung dieses Granits in der neueren Spezialliteratur nicht bekannt ist.

An dieser Stelle sei nur kurz erwähnt, daß ein dünner schaliger, reliktsicher Zonarbau — welcher ansonsten durch die in besser erhaltenen Teilen vorhandene Klarheit des Orthoklasses dem Granit der St. Diederer Höhe (Abb. 9) entspricht — in den bis 1 *dm* groß werdenden, idiomorphen Kalifeldspaten des Rastemberger Granits von Ottenstein am Kamp (niederösterreichisches Waldviertel; Ch. Exner, 1953/a) beobachtet wurde. Die Dicke der vielen Anwachsschalen beträgt dort durchschnittlich 0.2 *mm*.

Der auf Abb. 8, Tafel IX, gezeigte Zonarbau eines 5 *mm* langen Kalifeldspats aus dem Syenit von Biella (Piemont) ist ein leuchtendes Beispiel für das Wachstum zumindest wesentlicher Teile des Kornes im Schmelzfluß. Auch hier ist das Korn senkrecht auf die Zwillingsenebene (010) geschnitten und trotzdem macht sich eine zonar wechselnde Auslöschungsschiefe bemerkbar. Der Zonarbau ist im Kern noch ursprünglicher erhalten — diese Partie dürfte nur kryptoperthitisch entmischt sein —, außen hat bereits eine Umwandlung in einen Zonarperthit begonnen. Auf Grund der Lichtlinie ist in den inneren Zonen der kernnahe Bereich natronreicher. Wieder sieht man einen deutlichen Anwachsschalenbau, welcher Stadien idiomorphen Wachstums abbildet, mit einer Dicke der einzelnen parallel (010) liegenden Zonen im Schnitt senkrecht (010) von etwa 0.05 *mm*. Die ungleich dicken Schalen, versetzten Kanten und glatten Oberflächen (bei durchschnittlich 1—3 *mm* Korngröße in den umgebenden Körnern) zusammen vertragen sich auf keinen Fall mit einem metasomatischen amöboiden Anwachsschalenbau, aber auch nicht mit einer rhythmischen Entmischung. Vielmehr sind auch die wenigen, bis 0.85 *mm* langen Einschlußplagioklase mit ihrer größten Fläche sichtlich genau an die vom Zonarbau angedeutete idiomorphe Form während der betreffenden Wachstumsstadien angelagert worden (Regel nach der Korngestalt, Sander) und auch die winkelige Zwillingsnaht ist nach Tertsch-Köhler typisch für Kalifeldspate aus heißen Schmelzen (S. 109). — Ein nach dem Muster der Abb. 8, Tafel IX, aufgebautes Feldspatkorn kann also nicht als Spätling, als Kristalloblast in einer bereits starren Umgebung durch Verdrängung derselben gesproßt sein. Gegen die Entstehung aus dem Schmelzfluß spricht auch nicht die meist xenomorphe Gestalt, denn irgendwo muß das Feldspatkorn auch in einem erkaltenden Schmelzfluß einmal anstoßen.

Der Syenit von Biella (Piemont), den H. Huttenlocher erst kürzlich wieder zu den tertiären Durchbrüchen gestellt hat (Geologische Rundschau, 1953), gehört schon nach H. Rosenbusch (Physiographie der Massigen Gesteine II, 13. Auflage, 1896) zum Typus von Plauenschen Grund, und so stellten sich auch bei einer Untersuchung eines Schliffes vom Syenit vom Plauenschen Grund, Sachsen (Fa. Kranz in Bonn) erwartungsgemäß die gleichen Merkmale bezüglich der Genese der Kalifeldspate ein.

In den etwa 5 mm großen Wesentlich-Kalifeldspaten dieses Schliffes sind nämlich deutlich die Anzeichen eines oszillierenden Zonarbaues zu erkennen. Die einander umschließenden und eine idiomorphe Gestalt abzeichnenden Zonen haben oft einspringende Winkel an den Zwillingsgrenzen. Manche Zonen sind an der Grenze sehr reich an Perthit („Zonarperthit“). Von einer bis zur nächsten Perthitzzone sind etwa 0.03–0.25 mm Abstand, es bestehen also ziemlich große Unterschiede in der Zonendiöke. Außerdem ist hier die Verwachsungsfläche der Karlsbader Zwillinge zum Teil auffallend winkelig. Eine Regelung (s. u.) der im Kalifeldspat eingeschlossenen flachtafeligen Plagioklasse nach der Korngestalt ist deutlich erkennbar, wobei diese etwa bis 1 mm groß werden. Die Rotfärbung der Kalifeldspate wird durch relativ zahlreiche, bis 0.05 mm große Hämatitfitter erzeugt (vgl. S. 121 f.).

Diese beiden außerösterreichischen Vorkommen von zonaren Kalifeldspaten wurden deshalb zum Vergleich herangezogen, weil sie einem größeren Kreis von Fachleuten schon durch die Schliffsammlungen der Fa. Kranz in Bonn eher zugänglich sind, und weil wir bei ihnen die Zusammenhänge zwischen Zonarbau mit wandernder Auslöschungsschiefe einerseits und zonarperthitischer Ausbildung — bei der die Zonen nur mehr durch regelmäßig wechselnde Dichte der perthitischen Ausscheidungen markiert sind — andererseits oft in ein und demselben Korn studieren können. Meist sind dann die inneren Teile des Kornes noch homogen oder bloß kryptoperthitisch entmischt, während die Außenteile schon stärker umgewandelt sind. Übergänge vermitteln zwischen beiden Stadien. Diese Beobachtung führt zu der Vorstellung, daß auch die in der Folge zu besprechenden Zonarperthite grundsätzlich dieselbe Entstehung haben, wie die oben beschriebenen Kalifeldspate, bei denen die Auslöschungsschiefe zonar wechselte, nur, daß sie eine nachträgliche Umwandlung über sich ergehen lassen mußten — eben die Perthitentmischung (siehe auch S. 112 f.).

Eine gute Abbildung und eine ebenso eindeutige Beschreibung des Zonarperthits findet man schon im Jahre 1904 in einer Studie von F. Weber über die Syenite vom Piz Giuf, Schweiz (Weber, 1904; Tafel V, Abb. 1). Weber erkennt jedoch die zonar angereicherten perthitischen Entmischungsprodukte nicht als solche, sondern spricht immer nur von „orientierten albitischen Einlagerungen“, welche achsenparallel liegen. Bei dem durch solche albitische Einlagerungen markierten schaligen Bau dominiert (010), während (130) und (110) die Vertikalzone schließen. Zu (001) und (210) (!) treten bisweilen noch (021) und (111). In anderem Zusammenhang wird es interessant (vgl. S. 114 ff.), daß schon Weber in den perthitischen Zonen winzige Epidotkörner und Zoisitstengel fand, wonach er annimmt, daß vorher wohl eine basischere Plagioklasmischung (Oligoklas) vorgelegen hat. Damit bekennt er sich bezüglich der Petrogenese des Gesteins zum Becke'schen Gedankenschatz, der einen nachträglichen Zerfall des Plagioklases mit Ausscheidung von Epidotmineralien beinhaltet. Dagegen kann schon er der Annahme eines Plagioklaszerfalles in statu nascendi nach Weinschenk nicht folgen. Das Gestein wird also von Weber als ein etwas umgewandelter, aber einst normaler, schmelzfüssiger Syenit vom Typus Plauenscher Grund—Biella angesehen.

Diesem Zonarperthit von Piz Giuf entsprechen nach Ansicht Ch. Exners die Zonarperthite des Granosyenitgneises und Gneisgranosyenites der Romatedecke (Mallnitz—Bad Gastein, östliche Hohe Tauern) in höchstem Maße. Von letzterem Gestein und dessen Zonarperthiten liegt eine ausführliche und tiefschürfende Beschreibung mit vielen Abbildungen von Ch. Exner vor (Exner & Pohl, 1951; sowie Exner, 1949/a, besondere Abb. 7, 8, 9, 10). Folgen wir Exners Darstellung:

Der 18 mm groß werdende Zonarperthit, bei dem in der Mehrzahl der Schnitte eine Mikroklingitterung kaum kenntlich ist („flauer Mikroclin“) wird als „zweifelsfrei durch Entmischung aus fester isomorpher Kalinatronfeldspat-Mischung entstandener Perthit“ gedeutet, doch wird zusätzlich auch Einwanderung von Natronsubstanz von außen her für möglich gehalten. Exner spricht in diesem Zusammenhang von „Primärperthiten“, die noch keine nennenswerte Umlagerung der Alhitkomponente erwarten lassen. „Die Natronfeldspat-Adern sind als regelmäßige zonare Schalen konzentrisch um den Kern des Kalinatronfeldspats angeordnet.“ ... „Die kernnahen Perthitschalen haben meist eine rundliche, ballonförmige Gestalt.“ ... „In zentrifugaler Richtung jedoch nehmen die zuerst rundlichen Schalen immer mehr die Formen regelmäßiger kantiger Kristalle an. Es kommt so in den äußeren Teilen der Zonarperthite zur Ausbildung konzentrisch gelagerter Miniaturkristallschalen, die getreulich die kristallographisch möglichen Flächen, die scharfen geradlinigen Kanten und Winkel, welche am tatsächlich meist xenomorph umgrenzten Grobkorn möglich wären, aufzeigen.“ Außerdem weist Exner noch besonders auf seine Abb. 10 hin, auf welcher die Perthitzonen an einer Zwillingnaht meist kontinuierlich von einem Zwillingshälfter in den anderen übersetzen, u. zw. mit einspringenden Winkeln.

Dazu können wir auf Grund der Abbildungen Exners einige ergänzende Beobachtungen anstellen, die den Anschluß an die im vorhergehenden beschriebenen Kalifeldspate mit Zonarhau herstellen sollen. Da ist einmal die glatte Grenzfläche der einzelnen Zonen, die aus seiner Abb. 7 am besten zu ersehen ist, nach der eventuell anzunehmende Störungen der Grenzfläche nur Bruchteile eines Millimeters betragen könnten. Weiters sitzen auf Abb. 10 die ein und derselben Kristallkante entsprechenden Umbiegungen der verschiedenen Zonen durchaus nicht auf einer geraden Linie, was besonders im linken Individuum an der Kante zwischen den aufrechten Prismenflächen von außen his zum Kern zu verfolgen ist. Hier sei außerdem besonders auf die Unregelmäßigkeit in der Dicke (vgl. S. 77), sowie der Stärke der jeweiligen Perthitausscheidungen jeder Zone hingewiesen.

Exner gibt nun folgende genetische Deutung der Zonarperthite der Granosyenitgneise der Romatedecke (1949/a, S. 238): „Auf den ersten Blick sehen diese Zonarperthite wie Wachstumsringe aus. Offenbar handelt es sich aber nm Entmischungserscheinungen. Vielleicht führte aber die Entmischung auf Grund gewisser durch rhythmische Wachstumserscheinungen verursachter, zonarer Inhomogenitäten in der primären, isomorphen, festen Kali-Natron-Feldspat-Lösung zu diesem eigenartigen zonaren Perthitaufbau.“ — Ich sehe nun in diesen Zonarperthiten auf Grund der angeführten Beobachtungen ebenso eine Entmischungserscheinung eines Wesentlich-Kalifeldspates, mit von Anfang an schalig wechselndem (wenn auch isomorph eingebautem) Natrongehalt, wie in den oben beschriebenen

Syeniten vom Typus Plauenscher Grund, und würde sie daher auch ohne Zögern als perthitisch entmischte Schmelzflußfeldspate ansprechen. Doch Ch. Exner schreibt ausdrücklich: „Die Zonarperthite sind keineswegs durch liquidmagmatische Kristallisation zu erklären, da helizitische Einschlußzüge des Grundgewebes gefunden wurden, die durch Zonarperthit durchziehen.“ (Exner & Pohl, 1951, S. 36.) — Sind die betreffenden Körner nicht vielleicht sehr oberflächennah geschnitten, wo nämlich eine Verwachsung mit dem umgebenden Material auch bei schmelzfüssiger Herkunft des Kernes möglich ist? Exner nimmt an, daß hier der Kalifeldspat durch Kalimetasomatose in einem älteren, der Albitepidotamphibolitfazies angepaßten Starrgefüge gewachsen sei (Exner & Pohl, 1951, S. 36 und 39). — Vielleicht könnte man zur Klärung der Lage — wenn wir zunächst von der Beweiskraft aller anderen Eigenschaften absehen — hier wie in zukünftigen Zweifelsfällen eine Untersuchung entsprechend folgender Überlegung ansetzen: In einem Starrgefüge der vorliegenden, sehr schwach schiefrigen Art wird man erwarten können, daß die Stoffzufuhr zumindest für den Handstückbereich in gleichem Rhythmus vor sich geht, da auch jedes *cm*-große Einzelkorn auf allen Seiten denselben Zonarrhythmus zeigt. Man wird also erwarten können, daß die Kalifeldspate innerhalb eines Handstücks auch dieselbe Abfolge von dicken und dünnen, betonten und schwachen Zonen zeigen. Auch wenn man berücksichtigt, daß das Kristallwachstum daneben von der Größe und Lage des bereits vorhandenen Kristalls in gewissem Maße abhängig ist: der Rhythmus des Wachstums muß überall derselbe sein. — Nicht so im Schmelzfluß! Solange eine Schmelze noch nicht dermaßen versteift ist, daß eine größere Ortsänderung der schwebenden Kristalle unmöglich wird, solange können Feldspate mit den verschiedensten Anwachsrythmen — entsprechend den ungleichen Bildungsorten — zusammentreffen.

In vielen Schliften aus der nördlichen Sulzbachzunge (Untersulzbachtal, mittlere Hohe Tauern) fanden sich nun ebenfalls Zonarperthite, besonders in einer Gneisabart, die man am besten als Porphyroidgneis mit mehr oder minder geflaseter und beinahe dichter Grundmasse, sowie Kalifeldspat-, Plagioklas- und gelängten Quarzeinsprenglingen bezeichnet (Frasl, 1953/a). In den Felsen an der Kante des Untersulzbachtals gegen den Buchwald etwa in der Mitte zwischen P. 1334 und P. 1680 waren die bis 15 *mm* großen idiomorphen Kalifeldspate manchmal noch rosa gefärbt. Der Zonarbau ist in gewissen Fällen bereits mit freiem Auge wahrnehmbar, u. zw. heben sich einmal die an Albitspindeln reicheren Zonen durch größere Rauhgigkeit von den glatter einspiegelnden übrigen Zonen ab und dann sind die Zonen auch um so trüber (weißer), je mehr Albitspindeln eingelagert sind. Unter dem Mikroskop unterscheiden sich die Zonen aber nicht allein durch die Albitentmischung, sondern auch durch die Mikroklingitterung. Je weniger Albitspindeln in einer Zone vorhanden sind, desto feinere und schwächere Mikroklingitterung tritt auf. Perthitusbildung und Mikroklingitterung gehen also parallel, wie auch A. Köhler, 1948 (S. 57) beschrieb. Oft ist in einer sehr gut abgeschlossenen Zone ein albitarmer Teil mit einem albitreichen und gut gegitterten durch Übergang verbunden. Die Grenze gegen die nächste Zone, die in dem plötzlichen Abschneiden der Mikroklingitterung ihren besten Ausdruck findet, ist auch oft bei 300facher Vergrößerung noch eine haarscharfe Linie, die entweder

geradlinig oder nach außen gehogen verläuft, nie aber einzelne Lappen oder Pseudopodien vorschickt. Dieselbe Kante ist auf den verschiedenen Schalen manchmal versetzt; die Anwachsschalen — solche sind es nämlich auch hier — sind ungleich dick, meist um 0.05 mm. Auf den Abb. 10 und 11 (Tafel IX) sind Ausschnitte aus diesen zum Teil recht variablen Zonarperthiten zu sehen, wobei man gleich erkennen kann, daß hier die Metamorphose zum Teil stärker war, als bei dem vorhin besprochenen Beispiel, welches Exner abgebildet hat. So ist hier auch der Zonarbau oft nur mehr in gewissen Teilen des Kornes enthalten, und man braucht in so einem Fall ein geübtes Auge, um ihn überhaupt noch zu erkennen.

Es sei hier nur nebenbei erwähnt, daß der betreffende Porphyroidgneis, bei welchem die idiomorphen Kalifeldspate und klaren Quarze in einer elfenbeinfarbenen Grundmasse schwimmen, innerhalb einiger Meterzehner graduell in einen gleichkörnigen Granitgneis übergeht, den normalen Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge (Frasl, 1953/a), der ebenso schwach zonare Perthite (Abb. 11, Tafel IX) führt. Hier bestand einmal derselbe Zusammenhang zwischen Tiefenfazies und Ergußfazies am Ausgehenden eines Granitkörpers, wie solche Zusammenhänge in unverschiefertem Zustand aus dem Schwarzwald (S. Bubnoff, 1928, D. Hoenes, 1949) und aus dem Bober-Katzbachgebirge (Bederke, 1948) bereits bekannt sind.

Nur mehr bei größerer Erfahrung ist der rhythmische Zonarbau bei den mehrere Zentimeter großen, grob und scharf gegitterten Mikroklinperthiten des Weinsberger Granits aus dem Poschacher Bruch von Schwertberg zu erkennen. Schon mit freiem Auge sieht man manchmal eine feine, über mehrere Zentimeter gerade und parallele Linienzeichnung, die durch stärkere Trübung hervorgerufen ist und parallel zu den idealen Außenflächen eines idiomorph gedachten Kalifeldspatkristalles verläuft. Im Schliß heben sich aus dem unregelmäßig gefleckten Mikroperthit mit scharf gegitterten Mikroklinanteil nur ganz schwache Anzeichen des Zonenverlaufes heraus. Diese Zonen sind dann z. B. im Schliß parallel (010) bei der Fläche (201) etwa 0.15 mm breit und auf der dem Kern des Feldspats zugewandten Seite statistisch mehr mit Perthitflächen gespickt, sowie durch feinste nicht mehr bestimmbare Körnchen stärker getrübt. Auf der dem Kern abgewandten Seite sind die Zonen eher klar und schneiden mit deutlicher Grenze, deren Ausbildung entfernt an Abb. 10, Tafel IX, erinnert, gegen die nächste Zone ab. — Trotzdem ist der Nachweis des Zonarbaues — der wahrscheinlich auf ursprüngliche Na-Rekurrenzen zurückgeht — eine schöne Ergänzung zu jenen Schlüssen auf die Entstehungsgeschichte, die aus der hier besonders eigenartigen Regelung der Einschluß-Plagioklase gezogen wurden (S. 98). Die reliktsche Erhaltung des Zonarbaues deutet außerdem an, daß die grobe Mikroklingitterung nicht eine ursprüngliche Eigenschaft der Kalifeldspate dieses Gesteins ist, sondern erst durch nachträgliche Einflüsse zustande kam, so daß man im Zusammenhang mit anderen Beobachtungen zu dem Eindruck kommt, daß hier ein aus einem heißen Schmelzfluß stammendes Gestein lange unter dem Einfluß von Bedingungen der Amphibolitfazies und nachher kurz auch der Albitepidotamphibolitfazies gestanden hat, wobei es u. a. zur Entmischung zum Perthit und dann zu dessen Zerfall unter Bildung von Füllungsmikrolithen kam (siehe S. 120).

Fassen wir nun die Ergebnisse des Studiums des Zonarbaues an Wesentlich-Kalifeldspaten zusammen. Es genügt dabei offensichtlich nicht, in einer Beschreibung nur „zonar gebauter Kalifeldspat“ anzugeben,

denn diese Bemerkung allein läßt noch keinerlei Rückschlüsse über die Entstehung desselben zu, und ist demnach wertlos. Sinnvoll wird die Beschreibung erst, wenn man auf die näheren Einzelheiten eingeht und die grundsätzliche Unterscheidung trifft: A. oszillatorischer Schalenbau mit womöglich wechselndem Natrongehalt (= Natronrekurrenzen wie beim zonaren Plagioklas mit basischen Rekurrenzen) und glatten Schalenoberflächen einerseits — oder B. die zweite Art von Zonarbau, bei der man nur zwischen einer Kernregion und einer meist mehr umgewandelten (gemiterteten, perthitisch entmischten) Randpartie unterscheiden kann. Nur die erste Art ist bei unserer Suche nach Anzeichen schmelzflüssiger Entstehung interessant. Schon im ersten Beispiel aus dem Bittescher Gneis (niederösterreichisches Waldviertel) konnte eine Reihe von Detailbeobachtungen vorgebracht werden, die zusammen nur bei einem Wachstum im Schmelzfluß erklärlich sind. Prinzipiell dieselben Beobachtungen konnten auch an einer ganzen Reihe von anderen Gesteinen gemacht werden, wobei man sieht, daß auch solche Entmischungerscheinungen, die zur Ausbildung von Zonarperthit führen, die primären Wachstumsanzeichen noch einwandfrei durchscheinen lassen. Bei stärkerer Metamorphose wird jedoch das Bild zunehmend verwischt, so daß man nur mehr aus der Analogie mit besser erhaltenen Vorkommen noch auf ein ursprüngliches Schalenwachstum im Schmelzfluß schließen kann. In solchen Fällen, wie z. B. in vielen Augengneisen, muß man oft viele Körner desselben Gesteins untersuchen, bevor man eines mit noch deutlichem reliktischem Zonarbau findet. Um so größer ist aber schließlich der Erfolg dieser Untersuchungsmethode, je schiefziger der Gesteinshabitus heute ist, denn im Falle starker Schiefrigkeit glauben heute nur mehr wenige Forscher an ein ursprünglich schmelzflüssiges Ausgangsmaterial (Turner, 1951). Außer dem oszillatorischen Zonarbau der Kalifeldspate gibt es auch nur wenige unter dem Mikroskop nachprüfbare Hinweise auf die Beteiligung eines Schmelzflusses bei der Entstehung von granitischen Gesteinen. — Ein solcher wichtiger Hinweis, der eher noch mehr Metamorphose verträgt als der Zonarbau, ist die Regelung der Einschlußplagioklase, die gleich anschließend beschrieben werden soll.

Geregelte Einschlußplagioklase

In der Reihe der normalen Granitgemengteile, die im Kalifeldspat eingeschlossen sein können, dürfte der Plagioklas unter gewissen Voraussetzungen der wichtigste Anzeiger für das Wachstum der betreffenden Kalifeldspate im Schmelzfluß sein, u. zw. hauptsächlich dann, wenn eine Regelung der Einschlußplagioklase in Erscheinung tritt. Diese Regelung ist oft schon mit freiem Auge zu sehen und in diesem Falle für den Geologen ganz besonders beachtenswert. Die Größe der geregelten Einschlußplagioklase gibt uns nämlich — wie unten näher begründet werden soll — u. a. an, wie groß der von einer wenig viskosen Flüssigkeit eingenommene Raum rund um das wachsende Kalifeldspatkorn zumindest war.

Daß eine Regelung der eingeschlossenen Plagioklase möglich ist, ist eine schon ziemlich lange bekannte, aber meist nicht näher untersuchte oder genetisch ausgewertete Tatsache. Die älteste und trotzdem erstaunlich gute Beschreibung und Erklärung, die mir untergekommen ist, stammt von A. L. Lawson (1893), u. zw. aus einer Studie über den Porphy-

granit der Serra de Sta. Lucia, Kalifornien. In jenem Gestein sind in bis 10 cm langen, „glasigen Orthoklasen“ (mit Streckung nach der x-Achse und vorwiegender Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz) die zahlreichen, bis $1\frac{1}{2}$ mm großen, idiomorphen Einschlußplagioklase in Gruppen gleichorientiert, so daß z. B. alle nahe (001) eingeschlossenen Plagioklase zugleich auslösen. Die Orientierung der Einschlüsse gegenüber dem Wirt wurde jedoch nicht genau bestimmt. Lawson meint, daß die Einschlußplagioklase gleichzeitig mit den Orthoklasen aus dem Magma auskristallisiert wurden — gleichzeitig wegen der „kraftvollen Kontrolle über die Verteilung und Orientierung der Einschlüsse“, und weil sie in der Grundmasse nicht mehr beobachtbar seien. Beachtlich ist außerdem die Angabe, daß die an der Oberfläche des Wirts nur zum Teil eingeschlossenen und idiomorph angelegten Plagioklase (Quarze und Glimmer) im Bereich der „Grundmasse“ xenomorph fortwachsen und viel größer werden.

In neuerer Zeit hat besonders F. K. Drescher-Kaden die Frage nach der genetischen Bedeutung der Regelung der Einschlußplagioklase in granitischen Gesteinen aufgegriffen (Drescher-Kaden, 1942, 1948). Er zeichnete und beschrieb einen etwa $1\frac{1}{2}$ cm (genaue Angaben fehlen leider) großen Kalifeldspat aus dem Fornogranit, der — wie ich aus anderen Größenangaben schließen möchte — bis etwa 2 mm große Plagioklase eingelagert hat, u. zw. so, daß (010) der Plagioklase mit auffälliger Regelmäßigkeit subparallel zu (010) und den aufrechten Prismenflächen des Wirtsfeldspates ist. Eine Einregelung // (001), (101) oder (201) ist nicht angegeben. — Eigentümlich erscheint, daß Drescher zur Erklärung dieser Regelung annimmt, daß die Plagioklase sich in einem „gering viskosen Medium“ gedreht haben, obwohl er sonst durchwegs für eine metasomatische Entstehung der Wirts-Kalifeldspate im Fornogranit eintritt. Maßgeblich für die Zuhilfenahme eines gering viskosen Mediums bei der Erklärung der Plagioklasregelung dürften wohl die gleichzeitigen Studien von A. Maucher gewesen sein, der eine Regelung der Einschlußplagioklase im Kalifeldspat eines sicher aus einem Schmelzfluß entstandenen Syenitporphyrs fand (s. u.).

Die wegen der exakten Beobachtungen und besonders wegen der darauf aufbauenden Schlüsse bezüglich der Einschlußregelung eminent wichtige Originalarbeit von A. Maucher (1943) über die Plagioklaseinschlüsse im Sanidin des Syenitporphyrs von Keban-Maden (Türkei) konnte ich leider in Wien nicht aufreiben, daher stützt sich folgender Auszug in der Hauptsache auf das Referat von F. Machatschki. Maucher fand in 30 mm großen Sanidin-Einsprenglingen gesetzmäßig zum Zonarbau und zur Spaltbarkeit eingeordnete Plagioklase, die ebenso wie die Grundmassenplagioklase 26—30% An haben. Nach Abb. 26 in Drescher-Kaden 1948 sind die Einschlußplagioklase etwa $\frac{1}{2}$ mm groß und auf den ersten Blick mindestens ebenso gut eingeregelt, wie auf Abb. 1 und 2, Tafel VIII, der hier vorliegenden Arbeit. Die Plagioklase sind mit (010) in die jeweils benachbarten Sanidinflächen eingelagert, besonders nach der stark ausgebildeten Basis der Sanidine. Die U-Tisch-Vermessung ergab (Referat von Machatschki): „c_{Plagioklas} in (001) von Sanidin, meist (80% der Fälle) parallel zur Kante (010)/(110), bzw. zur Kante (001)/(110); in einer Anzahl der Flächen (10%) liegt c_{Plagioklas} parallel zur Kante (001)/(101) von Sanidin; wenn M_{Plagioklas} parallel M_{Sanidin} liegt, so liegen die beiden

c-Achsen einander parallel.“ — Auch Biotit und Titanit sind parallel eingelagert. „Es muß angenommen werden, daß die Plagioklase nicht erst in Form von Keimen in die Sanidinflächen eingelagert wurden und mit diesen weiterwuchsen, sondern, daß es sich bei jenen um ältere Bildungen handelt, die von den wachsenden Sanidinkristallen eingeschlossen und gesetzmäßig eingelagert wurden. . . . Der Vorgang der Plagioklaseinlagerung ist so zu deuten, daß sich Sanidin und Plagioklas mit ihren größten Flächen in der Schmelze aneinanderlagerten (infolge von Adhäsionskräften); Gitterkräfte haben dann die kleinen Plagioklaskristalle so gedreht, daß eine Einordnung zu bestimmten Gittergeraden des Wirtskristalles entstand, welche gesetzmäßige Anlagerung beim Weiterwachsen des Wirtskristalles zu einer Internregelung führte.“

O. H. Erdmannsdörffer (1948/b) hat die Regelung der Plagioklaseinschlüsse in einem Nordschwarzwälder Zweiglimmergranit auch zahlenmäßig erfaßt, u. zw. fällt (010) von 113 feintafeligen Plagioklaseinschlüssen (ungefähr An_{30}) zusammen:

in	32	36	20	25	Fällen
mit	(110)	(010)	(001)	—	des Kalifeldspats.

Die Kalifeldspatgroßkristalle sind Mikrokline und Orthoklase; ein recht einschlußreiches Korn hat er gezeichnet. Bezüglich des Wachstums ist er sehr vorsichtig: „Die Erscheinung stimmt grundsätzlich mit den Beobachtungen von A. Maucher im Sanidin eines Syenitporphyrs überein, die er als Anlagerungsregelung in der Schmelze, also in flüssiger Umgebung deutet.“ Bemerkenswert erscheint noch die Angabe Erdmannsdörffers, daß große eingeschlossene, stark amöbisierte Plagioklase keine Regelung aufwiesen.

In den Ostalpen wurde der Regelung der Einschlußplagioklase bisher kaum eine genetische Bedeutung beigemessen.

Ch. Exner (1949/c) beschreibt Einschlußringe, die in den Hauptkörpern [Knaf III nach Exner¹⁾] der bis 11 cm langem Kalifeldspatauge im Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens (Gastein, Hohe Tauern) auftreten. Der Knaf III desorientierte nach seiner Vorstellung das eingeschlossene Grundgewebsgefüge. Dabei findet Exner die uns hier besonders interessierenden Einschlußplagioklase meist mit (010), seltener mit (001) // zu (001), (010) und den aufrechten Prismenflächen des Wirtfeldspats eingeregelt. Er stellt die Frage, ob man diese großen Kalifeldspate mit O. H. Erdmannsdörffer (1951) als „endoblastisch (Blastese aus magmatischer Restlösung)“ oder als „metablastisch (Blastese aus metamorphem Lösungsumsatz)“ bezeichnen soll, und läßt sie offen (Exner, 1951, S. 118; Exner, 1949/c, S. 12).

O. Tbieler gibt 1950 aus dem Zentralgneis des Wimmertales (Gerlosgebiet, Tirol) große Mikrokline an, bei denen die reichlich vor-

¹⁾ Exner hat in den östlichen Hohen Tauern drei Typen von Kalifeldspaten unterschieden (1949/a und 1950), wovon Knaf III den Ab-Gehalt mikroperthitisch entmischt enthält, während bei Knaf I der Ab-Gehalt entweder primär fehlt, oder sekundär ausgetrieben ist und der Achsenwinkel die höchsten möglichen Werte erreicht. Knaf II vermittelt. — Diese Typen charakterisieren die Stabilitätsverhältnisse in den verschiedenen tektonischen Stockwerken der Hohen Tauern, aber nur in bezug auf die letzte metamorphe Überprägung.

kommenden Plagioklaseinschlüsse und die selteneren Biotite fast sämtlich „nach Wachstumsringen (aufrechten Prismenflächen) eingeregelt“ sind. Nähere Angaben vermißt man aber ebenso, wie eine Diskussion der Entstehung.

In den letzten Jahren gelangen mir nun in den mittleren und östlichen Hohen Tauern, wie auch in anderen Teilen Österreichs eine Reihe schöner Neufunde von Kalifeldspaten mit geregelten Plagioklasen, u. zw. meist schon auf Grund näherer makroskopischer Betrachtung der Spaltflächen der großen Kalifeldspate. Alle diese Fälle wurden daraufhin mikroskopisch nachgeprüft, wobei die Art der Regelung noch näher erfaßt wurde.

Betrachten wir gleich die Abb. 1, 2 und 3 auf Tafel VIII. Sie stellen Kalifeldspate mit geregelten Einschlußplagioklasen aus dem „Mureckgneis“ (Becke) dar (siehe unten). Abb. 1 zeigt einen ganzrandigen Querschnitt von 17×15 mm durch einen idiomorphen nach der a-Achse gestreckten Kalifeldspat bei Dunkelfeldbeleuchtung: dunkelgrau den Kalifeldspat [mit (010) als kürzere und (001) als längere Seite], und hellgrau bis weiß neben einigen Biotiten die eingelagerten, bis 1.5 mm großen Einschlußplagioklase, soweit sie eben durch die hier meist äußerst dichte Anhäufung von Füllungsmikrolithen getrübt sind; die klaren, weil ungefüllten Ränder der Plagioklase sind an manchen größeren Individuen als schwarze Umrahmungen erkennbar. — Man braucht in diesem Fall keine Einmessung mit dem U-Tisch und keine statistische Auswertung, um zu erkennen, daß die Einschlußplagioklase gut geregelt sind. Der Schliff liegt senkrecht zu (010) und (001), und geht nicht genau durch den Kern des Kalifeldspates. Abgesehen von der Mitte des Schliffes sind die Einschlußplagioklase offensichtlich in der Regel derartig // (010) und // (001) des Wirts angeordnet, daß ihre größten (oder zumindest größere) Flächen sich an die entsprechenden Kristallflächen früherer Wachstumsstadien des Wirts anlegen konnten. Es liegt daher ein Anlagerungsgefüge mit Regelung nach der Korngestalt (Sander) vor. Daß in der Mitte des Schliffes diese regelmäßige Verteilung der Plagioklase fehlt, ist dadurch leicht erklärlich, daß hieher die Wachstumsendflächen (110), ($\bar{1}\bar{1}0$) und ($\bar{2}01$) zu liegen kommen, die nicht so wie (010) und (001) auf die Schliffebene senkrecht stehen, sondern mit ihr einen spitzen Winkel einschließen, so daß wir eher eine Aufsicht als einen Querschnitt sehen. An diesen Flächen sind außerdem — wie man aus anders liegenden Schnitten sehen konnte — weniger Plagioklase eingeschlossen worden. Die der fehlenden Ecke entsprechende Kristallkante war bei der Schieferung des Gesteins abgescert worden.

Abb. 2 ist eine Aufnahme bei gewöhnlichem durchfallendem Licht, also mit gegenüber der vorigen umgekehrten Dunkelheitswerten. Hier geht die Schnittebene fast durch den Kern desselben Kristalles, weshalb auch die Regelung der Einschlußplagioklase weiter in die Mitte reicht. Links fehlt ein Stück des Kornquerschnittes. Eine feine Linie zeichnet nahe der Mitte eine Anwachszone mit abgerundeten Ecken nach. Auch hier ist die Einschlußregelung evident. Es kann ergänzend mitgeteilt werden, daß eine gleich scharfe Einregelung der Plagioklaseinschlüsse auch parallel zu den Flächen (110) und ($\bar{1}\bar{1}0$) sowie ($\bar{2}01$) vorhanden ist, die man in Schnitten // (001) gut erkennt.

Auf Abb. 3, Tafel VIII, sieht man einen vergrößerten Ausschnitt von Abb. 1 zwischen gekreuzten Nikols. Es fällt sofort die scharfe Regelung

der stark mit Klinozoisit und Hellglimmer gefüllten Plagioklase auf, die mit einem durchsichtigen, ungefüllten Albitsaum nach außen abschließen. Da Perthitadern von derselben Größenordnung wie die Albitsäume im ganzen Schliiff vorkommen — sie sind auf dieser Abbildung wegen der Schnittlage und der zufälligen Stellung gegenüber den Schwingungsebenen der Nikolschen Prismen nicht gut erkennbar — wird hier ebenso wie in dem viel eindeutigeren (auf S. 112 erwähnten) Beispiel aus dem Augengneis der Sonnblückdecke bei Schloß Groppenstein angenommen, daß die klaren Albitsäume ihre Substanz bei der Entmischung des ursprünglich homogenen Wesentlich-Kalifeldspats geerbt haben. Nach dieser Vorstellung waren die Einschlußplagioklase daher ursprünglich so groß, wie die heute stark gefüllten Partien angeben. Das führt auf Abb. 1 und 2, Tafel VIII, auch zu jenem klareren Regelungsbild, welches auf jeden Fall besser ist, als hätte man alle Plagioklasumrisse am Außenrand der Säume nachgezeichnet. Auf dem auf Abb. 3 gezeigten Ausschnitt fällt dieser Unterschied zufällig nicht auf. — Bei noch stärkerer Vergrößerung sieht man besonders in den Perthitadern einzelne bis 0.01 mm große Klinozoisite, die — wie später noch erläutert werden soll (S. 114 ff.) — uns anzeigen, daß die Zeit der Feldspatfüllung erst nach dem Kalifeldspatwachstum und nach der Entmischung des anfangs homogenen Wesentlich-Kalifeldspats zum Perthit anzusetzen ist. Nach der starken Plagioklasfüllung (mit Klinozoisit und weniger Muskowit) ist dann aber auf einen jeweils recht hohen Anorthitgehalt der Ausgangsplagioklase zu schließen, so daß man daraufhin annehmen darf, daß die Plagioklase ursprünglich mindestens bei Temperaturen der Amphibolitfazies gewachsen sind.

Wie ist diese Einschlußregelung nun in diesem Falle zustande gekommen ?

Kurz gesagt: Kleine, fertige Plagioklase haben sich an die jeweilige Außenfläche eines wachsenden Kalifeldspats mit einer größeren Fläche angelegt und sind dann eingeschlossen worden. — Das aber ist bei dieser Vielzahl und Größe von Plagioklasen nur im Schmelzfluß wahrscheinlich. In einer solchen Schmelze sind die Plagioklase zuerst mehr oder minder regellos verteilt und orientiert. Wenn sie sich an einen größeren Feldspat anlegen, dann werden sie sich nach der ersten Berührung so herandrehen, daß Fläche auf Fläche zu liegen kommt.

Was käme denn sonst als Ursache für diese Regelung in Frage ?

1. Daß etwa bei einem amöboiden Wachstum des Kalifeldspats unregelmäßig eingewachsene Plagioklase erst im fertigen Kalifeldspat-Korn nach irgendwelchen imaginären Wachstumsflächen geregelt würden? — Diese Möglichkeit scheint mir schon aus mechanischen Gründen keinen großen Wahrscheinlichkeitsgrad zu besitzen, denn welche Kräfte sollten die Einschlüsse ausgerechnet in diese Lage drehen? Wenn nur Kräfte des umgebenden Kalifeldspatgitters wirksam sind, dann ist doch nicht einzusehen, warum z. B. gerade die nahe der (010)-Fläche gelegenen Einschlüsse nur // (010) geregelt sind und nicht auch z. B. // zu der wichtigen Gitterebene und Spaltebene (001); — oder noch krasser, warum die von der $\bar{2}01$ -Außenfläche — deren Überwiegen gegenüber $\bar{1}01$ an sich schon recht charakteristisch für Schmelzfluß-Kalifeldspate ist (vgl. S. 74) — etwa trichterförmig bis zum Kornzentrum des Kalifeldspats liegenden Einschlußplagioklase, anstatt immer // der Fläche $\bar{2}01$ des Wirts zu stehen, nicht abwechselnd // zu (001), (010), den aufrechten Prismenflächen oder

irgendeiner anderen möglichen Gitterebene des Kalifeldspatwirts gerichtet sind.

2. Sollte man sich etwa vorstellen, daß die Plagioklase eines Starrgefüges an die Kalifeldspat-Oberfläche dann herangedreht würden, sobald der Kalifeldspat im Zuge der Verdrängung seiner Umgebung an einer Ecke anstößt? — Auch dagegen gibt es einige Bedenken: Einmal ist die Drehung in allseits fester Umgebung kaum möglich; die Umgebung ist aber fest, sobald man ein Wachstum des Kalifeldspats durch Ionendiffusion annimmt, aber auch wenn man sich eine metasomatische Entstehung vorstellt. Auch im „Intergranularfilm“ Wegmanns hätten 1 mm große Plagioklase keine Möglichkeit zur Drehung. Zweitens ist sowohl im Falle der Ionendiffusion, wie eines Lösungsumsatzes eher ein pseudopodienartiges Eingreifen des Kalifeldspats zwischen die Körner des umgebenden Starrgefüges zu erwarten, als die Ausbildung einer völlig planen Oberfläche. Die Pseudopodien würden nicht wesentlich kleiner sein als die Mineralkörner in der Umgebung des Kalifeldspats. Wo aber ist dann die plane Oberfläche, an die sich der Plagioklase herandrehen soll? — Auch die zweite Vorstellung kann also das Phänomen nicht gut erklären. So bleiben noch zwei Möglichkeiten übrig.

3. Annahme: Die Plagioklase sind erst im Kalifeldspat gewachsen. — Dagegen spricht, daß die Plagioklase ganz verschiedene Form, Größe und auch ganz verschiedene Füllungsichte haben, wobei die Füllung ja gerade im Fall verschiedener Füllungsichte in der Hauptsache von primär (und oft auch zonar) verschiedenen Chemismus (z. B. Ca-Gehalt) der Plagioklase abhängig sein muß. Bei der Annahme eines späteren Wachstums im Kalifeldspate müßten aber alle Plagioklase entweder den gleichen Chemismus besitzen oder vielleicht im Kern des Wirts einen anderen Chemismus als nahe seiner Oberfläche; aber auf keinen Fall dürften sie — was Chemismus und Füllung anbelangt — bunt gewürfelt sein ¹⁾. Außerdem würde hier die Erklärung der Regelung dieselben Schwierigkeiten bereiten, wie bei der Annahme 1, da nicht einzusehen ist, warum die im Sektor zwischen einer bestimmten Außenfläche und dem Zentrum des Kalifeldspatwirts befindlichen Plagioklase ausgerechnet // zu der Außenfläche, und nicht // zu anderen Kristall- oder Spaltflächen des Wirts liegen. Wollte man ein späteres Wachstum der Plagioklase annehmen, dann würde doch außerdem das Kristallgitter des Wirts jenes der gitterverwandten Einschlüsse am ehesten parallel anlegen. Und — ganz abgesehen davon — woher kommt dann die gleiche Regelung bei den, wenn auch viel weniger zahlreichen Einschlüßbiotiten, die wir bisher noch kaum erwähnt haben? —

4. Annahme: Die Plagioklase sind erst gleichzeitig mit dem Kalifeldspat an dessen jeweiliger Außenfläche gewachsen. — Dies ist unwahrscheinlich, denn dann wäre ein trichterförmiges Größerwerden der Plagioklase nach

¹⁾ Ein instruktives Beispiel, welches für diese Überlegung ausschlaggebend war, hat Drescher-Kaden schon zweimal abgebildet (1940, Abb. 26, und 1948, Abb. 25). Es stammt aus dem Fornogranit (Oberengadin, Schweiz). In diesem Beispiel sind zahlreiche geregelte Einschlüßplagioklase mit recht verschiedenem Anorthitanteil (von 27% bis 46% An) derart über den ganzen Querschnitt des Kalifeldspats verteilt, daß sich keinerlei regelmäßige Anordnung nach dem Anorthitgehalt gegenüber der Entfernung vom Kern des Wirts abzeichnet. Ein derartig ungleicher An-Gehalt der verschiedenen Plagioklase kann keinesfalls verstanden werden, wenn man ein späteres Wachstum der Plagioklase im Kalifeldspat annehmen wollte, und so hat denn auch Drescher-Kaden nur an bereits fertige Plagioklase gedacht, die vom Kalifeldspat umwachsen wurden.

außen hin zu erwarten, falls man die Plagioklaskeime klein genug annimmt, um ihnen die Drehung in einer Porenlösung eines an sich festen Gesteins noch zu erlauben. Aber auch im Falle, daß in einer Schmelze die Plagioklasse erst an der jeweiligen Oberfläche des Kalifeldspats von Keimen aus gewachsen wären — was aber schon wegen des unterschiedlichen Chemismus der einzelnen Einschlußplagioklasse, ausgedrückt durch verschiedene Füllung, unwahrscheinlich ist —, so dürften die Einschlußplagioklasse doch niemals einen von ihren Zentren ausgehenden Zonarbau besitzen (Füllungszonen), da sie ja an einer Seite schon angewachsen waren.

Nach Ablehnung dieser 4 Möglichkeiten bleibt also nur die Anlagerungsregelung bei Wachstum beider Feldspate in einer Schmelze übrig. Dann ist es auch leicht zu erklären, wieso die einzelnen Einschlußplagioklasse einen ganz verschiedenen Chemismus haben, der sich in der unterschiedlichen Füllung deutlich abpaust: sie sind in der Schmelze eben von ganz verschiedenen Bildungsorten hierher getriftet worden.

Das soeben genauer beschriebene Feldspat-Großkorn war einmal ein größeres „Auge“ im stark schieferigen Mureckgneis (Becke) von der N-Seite des Mureck im Quellgebiet der Mur (östliche Hohe Tauern). Ch. Exner hat 1948 für diesen, der mesozoischen Silbereckmulde aufliegenden Zentralgneiskörper den Namen „Mureckdecke“ geprägt, und er hat mich auch im vergangenen Sommer an diese klassische Stelle geführt, wofür ich Herrn Dozent Dr. Ch. Exner auch an dieser Stelle herzlichst danke. — Die in seltenen Fällen bis 4 cm groß werdenden Augen sind manchmal vorbildlich idiomorph und lassen sich zum Teil ziemlich leicht aus dem Handstück herauszwickeln, da sie besonders an der Schieferung stärker ausgesetzten Teilen mit feinschuppigem, hellem Glimmer helegt sind, während in ihrem Bewegungsschatten ein Quarz-Feldspat-Gekörnel mit Kalzit und wenig Muskowit angelagert ist, welches bei der Verwitterung des Kalzits leicht mürb wird. Im Grundgewebe ist viel feinschuppiger Muskowit neben ganz wenig Biotit vorhanden. Die Augenfeldspate sind also die einzigen auffälligen Zeugen der Mitwirkung eines Schmelzflusses an der Entstehungsgeschichte des Gesteins, denn alle anderen feineren Bestandteile sind entweder Durchläufer oder an ganz niedrig fazielle Bedingungen angepaßte Mineralien, oder z. B. überhaupt typomorphe Mineralien der Grünschieferfazies. Die Augenfeldspate weisen bisher als einzige Relikte darauf hin, daß dieses Substrat — abgesehen von der von Ch. Exner für die Zentralgneise dieses Raumes nachgewiesenen allgemeinen Einstellung auf die „Zentralgneisfazies“, die etwa der Albitepidotamphibolitfazies im Sinne von Turner entspricht — auch einmal „bessere Zeiten“ gesehen hatten. Wahrscheinlich war das Gestein einmal ein porphyrischer Granit, der zumindest zum Teil einen schmelzflüssigen Zustand durchlaufen hat, u. zw. wegen der Eigenart der Füllung der Feldspate sogar bei hoher Temperatur (Amphibolitfazies oder höher).

Damit sind wir aber wieder bei den petrogenetischen Vorstellungen F. Beckes bezüglich derartiger Gesteine angelangt, nur daß die Annahme der Mitwirkung eines heißen Schmelzflusses an der Gesteinswerdung wegen der in jüngster Zeit ganz allgemein aufgetretenen großen Zweifel nun durch die genauere Betrachtung der Augenfeldspate neuerlich bestätigt wurde. Zu Beckes Zeiten glaubte man noch allgemein an die Entstehung des Granits aus dem Magma — heute müssen wir uns sehr darum bemühen,

daß man wenigstens denjenigen Anteil als schmelzflüssig entstanden anerkennt, welcher nachweisbar aus dem Schmelzfluß stammt.

F. Angel hat erst kürzlich in seiner in vielen anderen Hinsichten bewundernswerten Monographie der Ankogel-Hochalm-Gruppe (1952) mit ein paar Worten eine andere Vorstellung von der Entstehung des Mureckgneises skizziert, ohne jedoch über nähere diesbezügliche Untersuchungen zu berichten: „Es sind helle, gut- bis dünnstiefriige muskowitzreiche Grundgewebe mit wechselnd dicht gesproßten und wechselnd großen, weißen Alkalifeldspatäugen. Ihr Altbestand: Serizitschiefer und dunkle Feinphyllite, darunter Glanzschiefer, die örtlich schlecht verdaut sind.“ Angel sieht dort eine aufsteigende Metamorphose, wo wir nach Becke eine absteigende sehen: eine „Phyllonitierung“ (Sander), sowie eine Verschleifung mit schiefrigen Nebengesteinen.

Das soeben dargestellte Beispiel des großen Kalifeldspats vom Mureck ist gewiß, was die Zahl der geregelten Einschlüsse und die deutliche Regelung anbelangt, ein Muster seiner Art. Diesem stehen aber weitere Vorkommen aus anderen Zentralgneiskörpern der Hohen Tauern kaum nach, was die folgenden Beispiele beweisen sollen.

Im porphyrischen, oft nur sehr schwach schieferigen Zentralgneis von der Groß-Elend-Kees-Nordseite ¹⁾ ²⁾, also nördlich der Hochalmspitze (östliche Hohe Tauern), findet man massenhaft mehr oder minder gut idiomorphe, bis 1 *dm* große Kalifeldspate, von denen viele schon bei der Betrachtung der einspiegelnden Spaltflächen, die nicht zu gleicher Zeit aufblitzenden, aber nach der Gestalt geregelt eingewachsenen Plagioklaseinschlüsse erkennen lassen. Von einem nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten, 27 × 13 *mm* großen Kalifeldspatkorn, welches durchaus nicht die meisten der bis 3 *mm* großen Plagioklaseinschlüsse aufwies, wurde ein Dünnschliff zwecks Auszählung der geregelten Einschlüsse nahezu durch den Kern und subparallel der (001)-Fläche angefertigt. Der Wirtskalifeldspat erwies sich dabei als ein zum Teil triklinisierter Orthoklas (Paraskevopoulos). Darin waren bei etwa 20 facher Vergrößerung 258 ganzrandig eingeschlossene Körner deutlich erkennbar, u. zw. neben den Plagioklasen acht geregelte und ein unregelmäßiger Biotit sowie ein offenbar unregelmäßiger Orthit. Die Einschlüsse haben Größen von etwa 0-15 *mm* bis 1-9 *mm*. Das größte Korn ist z. B. ein // zu einer aufrechten Prismenfläche eingewachsener (chloritisierter) Biotit. Von den 258 Einschlüssen besitzen 58 Stück keine ohne U-Tisch erkennbare Regelung. 101 Stück sind // (010) geregelt. 96 Stück, darunter auch die 8 Biotite sind // zu den aufrechten Prismenflächen [(110) und (110)] des Kalifeldspatwirts geregelt und 3 Stück liegen // (130), welche Fläche auch aus dem reliktsch angedeuteten, oszillatorischen Zonarbau ersichtlich ist. Alle geregelten Körner sind mit einer einzigen Ausnahme derart angeordnet, daß sie sich mit größeren Flächen, ja meist mit der größten Fläche an den vom Kern des Wirtskalifeldspats ausgehenden Zonarbau anlehnen. Die eine Ausnahme — ein Plagioklas — ist an der von (110) und (110) gebildeten Kante mit (010) // zu (010) des Wirts aufgesetzt. Alle Einschlußplagioklase, die zum Teil noch einen

¹⁾ Auch dieses Material wurde bei einer Exkursion 1953 unter Führung von Herrn Doz. Dr. Ch. Exner aufgesammelt und mir gütigst zur Bearbeitung abgetreten.

²⁾ L. Kober sieht hierin einen Zentralgneis seiner Hochalm-Decke (L. Kober, 1938); Ch. Exner stellt ihn im Blockdiagramm der östlichen Hohen Tauern zum Hochalm-Kern (Exner, 1949/a, S. 217) und F. Angel schied ihn auf der erst kürzlich erschienenen „Geologischen Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes“ 1 : 50.000 (Angel, 1952) mit der Farbe der „hellen granitischen Gesteine des tieferen Stockwerks“ aus.

schwachen Zonarbau mit basischerem Kern aufweisen, sind bereits mehr oder minder dicht mit Hellglimmerschuppen (bis 0.13 mm) und Klinozoisitstengeln (bis 0.10 mm) gefüllt. In diesem Gestein sind übrigens die Verwachsungsflächen der Karlsbader Zwillinge oft krumm (siehe S. 109).

Auch hier liegt also ein echtes Schmelzfußrelikt vor und seine Einschlußplagioklase wurden wie im Beispiel vom Mureck erst nachträglich — zugleich mit der Umwandlung der Biotite — gefüllt. Zahllose Feldspateinsprenglinge dieser Art durchsetzen das Gestein auf kilometerweite Strecken hin. F. Angel (1953) schätzt im Kapitel „Porphyrgranit“ die Masse der Einsprenglinge auf 25—41% des Gesteinsvolumens ein. Somit kann man nicht vielleicht sagen, daß zufällig nur einzelne Schmelzfußrelikte vorkämen, das übrige Gestein aber nichts mit einem Schmelzfluß gemein habe. Bei einer derartigen Masse und Verbreitung von großen Reliktfeldspaten ist es vielmehr richtig, anzunehmen, daß die ganze Masse einmal in mehr oder minder schmelzflüssigem Zustand gewesen ist, und daß die Feldspateinsprenglinge hier wie bei vielen Porphyroiden die nachfolgende Metamorphose und Verschieferung bloß am besten überstanden haben, während die feinere „Grundmasse“ des porphyrischen Granits wegen der geringeren Korngröße nicht nur bei der Verschieferung, sondern wohl schon im Verlaufe der ersten Abkühlung des Granits viel stärker den metasomatischen Einflüssen angesetzt war. So ist das Grundgewebe, das F. Angel (1952) als ein aplitisch helles bis normalgranitisches „Grundgewebe mit wenig Muskowit und Biotit, oft etwas schiefzig“, kennzeichnet, heute völlig der niedrigen Temperatur der Albitepidotamphibolitfazies angepaßt.

In diesem Fall nimmt übrigens auch F. Angel (1952, S. 14 f.) eine Beteiligung einer Schmelze an, denn er spricht die Porphyrgranite als „verwischte-migmatische Gesteine“ an.

Weitere schöne Proben von Einschlußregelung im Kalifeldspat stammen aus einem Steinbruch südlich Mallnitz (Kärnten), der sowohl bei der Alpenrundfahrt 1951 anlässlich der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt in Wien, als auch bei einer Exkursion anlässlich der „Mineralogentagung in Leoben 1953“ von vielen in- und ausländischen Fachleuten besucht wurde. Er liegt an der Bundesstraße gegenüber Schloß Groppenstein (Obervellach, östliche Hohe Tauern). Es ist dies der „postkristallin bezüglich K(Na)-Feldspat deformierte granitische Augengneis, der lamellenförmigen SE-Fortsetzung des Sonnblick Kernes“ von Ch. Exner (1953/b, S. 172; hier wurden andere Stellen gesperrt als im Original).

An einem ausgezeichnet idiomorphen Kalifeldspat-Einling von 3 cm Größe waren äußerlich folgende Flächen zu erkennen: (001), (010), ($\bar{2}$ 01), (110) und (1 $\bar{1}$ 0). Das Großkorn war ganz nach dem Muster von Fig. 1 auf S. 74 gebaut und nach der a-Achse gestreckt. Die sehr zahlreichen Einschlußplagioklase waren im ganzen Wirtskorn regelmäßig so angeordnet, daß ihre Regelung // zu verschiedenen Flächen des Wirts nur durch ein Anlegen der fertigen Plagioklase an die jeweilige idiomorphe Oberfläche des wachsenden Kalifeldspats erklärt werden kann [Regel nach der Korugestalt // (001), (010), ($\bar{2}$ 01), (110) und (1 $\bar{1}$ 0) des Wirts]. Außerdem machen sich bei manchen Einschlüssen ähnlich wie bei dem von A. Maucher 1943 beschriebenen Beispiel auch eine Regelung nach dem Kornbau (Sander)

bemerkbar, wobei die Kristallachsen b und c der Einschlüsse mit den gleichen Achsen des Wirts ungefähr gleichlaufen.

Einen Ausschnitt aus einem // (001) liegenden Schriff durch dieses Korn zeigt Abb. 4 auf Tafel VIII. Abgesehen von dem Aufhören der Perthitaden in der Nähe der Plagioklaseinschlüsse, welcher Beobachtung auf S. 112 etwas Raum gegeben ist, erkennt man die zueinander und zu der im linken unteren Eck sichtbaren, ganz schwachen Zonarstruktur // liegenden Einschlußplagioklase. Auch der unebene Außenrand des Kornes (rechts oben) läuft im wesentlichen damit parallel. Die Plagioklase sind nach dem Karlsbader und Albitgesetz verzwillingt, wobei man schon aus der Schärfe der Lamellengrenzen erkennen kann, daß die Zwillingebenen nach (010) ungefähr senkrecht auf die Schliffebene und damit // (010) des Wirts zu liegen kommen. Sie liegen also mit ihrer in der Regel größten Fläche auf der Außenfläche des wachsenden Wirts, mit den anderen Flächen aber beliebig verdreht, was schon durch die zum Teil unterschiedliche Interferenzfarbe auf der Abb. 4 zum Ausdruck kommt. Derart aussehende und gelagerte Plagioklase sind niemals Entmischungerscheinungen aus dem Kalifeldspat, auch keine Verdrängungsreste, sondern nur Fremdeinschlüsse aus einem den wachsenden Kalifeldspat ursprünglich umgebenden Schmelzfluß.

Eine ungefähr ebenso deutliche Regelung der Einschlüsse nach ihrer Korngestalt // zu den erwähnten Flächen des Kalifeldspats wurde auch an anderen Stellen des Sonnblick Kernes beobachtet (Fleißtal, Krumlkees), so daß man zumindest für den ganzen Porphyrgranitgneis-Anteil des Sonnblick Kernes eine vollkommen oder zum Teil schmelzflüssige, und gleichzeitig wegen der Feldspatfüllung (vgl. S. 114 ff.) — am Krumlkees ist die Füllung des Kalifeldspats mit Klinozoisit ganz besonders stark — auch hochtemperierte Vergangenheit annehmen darf. Auch dieses Gestein zeigt heute eine völlige Anpassung an die epi- bis höchstens mesozonale „Zentralgneisfazies“ (Exner).

Nur zur Kontrolle der Verbreitung der Einschlußregelung in den Tauernzentralgneisen wurde der porphyrische Granitgneis des Tauerntunnels (Halde vor dem S-Portal bei Mallnitz) mit untersucht, der nach L. Kober zur „Ankogeldecke“ gehört, von Ch. Exner jedoch zum „Hölltor-Rotgülden-Kern“ gerechnet wird. — In den bis 20 mm langen Plagioklasen fand sich bisher nur eine schwache Regelung von einigen bis 0.35 mm langen Einschlußplagioklasen mit (010) // zu (010) des Wirts.

Abgesehen vom Zentralgranitgneis der Granatspitzgruppe, welcher eine dementsprechende Regelung etwa 1 mm großer Plagioklaseinschlüsse in größeren Kalifeldspaten aufweist, ist mir in den mittleren Hohen Tauern diese Regelung erst wieder aus der Gegend vom Untersulzbachtal (Oberpinzgau, Salzburg) bekannt. Dort kann man im Knappenwandgneis (Frasl, 1953/a) die geregelten Einschlußplagioklase schon mit freiem Auge auf Grund der stärkeren Trübung, oder noch besser daran erkennen, daß sie meist nicht gemeinsam mit den Spaltflächen des Kalifeldspatwirts einspiegeln. Sie bleiben auch bei der Schachbrettalbitisierung des Wirts noch immer gut erkennbar, welche Beständigkeit bei einer Suche nach Schmelzflußrelikten sehr wichtig ist. Nur die verwinkelte Verwachsungslinie der Zwillinge und die Ausbildung der (201)-Fläche nach außen hin sind daneben beständig, aber diese Eigenschaften sind auf ihre Herleitung

aus dem Schmelzfluß beileibe nicht so gut nachprüfbar (vgl. S. 109 und S. 74) als die Einschlußregelung. Dem Knappenwandgneis entspricht petrographisch der porphyrische Gneisanteil des Ahorn Kernes im Wimmerthal (Gerlosgebiet, westliche Hohe Tauern), wo die Regelung der Einschlüsse für das freie Auge viel besser erkennbar ist. O. Thiele (1950) hat sie von dort schon bekanntgemacht (vgl. S. 87).

An dieser Stelle sei noch ein Hinweis auf den orientierten Einbau der beiden Plagioklase in den auf Abb. 12, Tafel X, gezeigten Aderperthit gestattet. Die Probe stammt vom N-Rand der nördlichen Sulzbachzunge unmittelbar östlich des Obersulzbachtales (mittlere Hohe Tauern; Frasl, 1953/a). Wohl ist das abgebildete Korn schon stark umkristallisiert, wie auch die Verzahnung der Grenzen zeigt. Aber die Regelung des schmäleren Plagioklases mit den Albitlamellen // zu dem Spaltriß nach (001) des Wirts ist klar zu erkennen. Daß außerdem der zweite gefüllte Plagioklas gleichzeitig mit den albitischen Perthitadern auslöscht und auch in anderen Stellungen die gleiche Interferenzfarbe wie die Adern hat, besagt schon, daß er optisch und kristallographisch gleich orientiert sein muß. Daß eine solche Regelung der Plagioklase bei Schmelzflußgesteinen auftreten kann (wenn auch durchaus nicht auftreten muß), ist vorhin abgeleitet worden. Ich möchte eine derartige Entstehung des Gesteins in diesem Falle aber nur als Möglichkeit anführen, denn ich muß gestehen, daß ich zu der Zeit, als ich in dieser Gegend kartierte (1947—1949), noch nicht an einen Zonarbau, eine Plagioklasregelung usw. dachte. Sobald man aber derartige Eigenschaften nicht schon im Felde direkt gesucht und besonders geeignete Proben im Labor nach speziellen Schnittrichtungen untersucht hat, ist im Hinblick auf die Reliktforschung nur selten Aussicht auf Erfolg. Ich halte es daher nicht für unwahrscheinlich, daß auch im Gebiet der Venedigerzungen in der Folgezeit Funde gemacht werden, die jenen aus den östlichen Hohen Tauern gleichkommen.

Zusammenfassend kann man sagen, daß durch die nähere Beachtung der regelten Einschlußplagioklase der Hohen Tauern und besonders jener vom Mureck die petrogenetische Deutung einerseits dieser Erscheinung selbst und andererseits der porphygranitischen Zentralgneise gute Fortschritte gemacht hat. Gerade dadurch, daß diese Regelung bei einiger Übung in den meisten Fällen mit freiem Auge erkennbar ist, kann ihre Verbreitung vom Geologen schon draußen im Felde studiert werden, und nach der genauen Prüfung von Stichproben unter dem Mikroskop ist er imstande, das Verbreitungsgebiet von aus einer Schmelze stammenden Relikten abzugrenzen. Damit kann er auch bei genügender Anzahl der Relikte im Gestein die betreffenden Gneisgebiete als solche kennzeichnen, die unter keinen Umständen allein durch Granitisation im festen Zustand — sei es durch Metasomatose oder Ionendiffusion — entstanden sind. Da außerdem die Fülle der Feldspate meist noch eine hochtemperierte Vergangenheit derselben Gneise offenbart (vgl. das betreffende Kapitel, S. 114 ff.), während wir bis nun nur eine tieftemperierte Metamorphose der mesozoischen Hüllgesteine kennen, ist auch der Schluß auf ein vor-mesozoisches Alter dieser Schmelzflußgesteine gerechtfertigt. Mit diesen Erkenntnissen befinden wir uns in der Nachfolgeschaft von L. Kober, R. Staub, Gb. Dal Piaz, S. Prey und vielen anderen, wenn auch mit der Einschränkung eben auf die nachweisbar mit hochtemperierten Schmelz-

flüssen in genetischer Verbindung stehenden Gneise¹⁾, während gewisse geringmächtige Körper von Paragneisen, welche nie eine höhere Temperatur als die der Albitepidotamphibolitfazies erlebt haben, nun abgetrennt werden mußten und zum Teil bereits skythischen oder nachtriadischen Schichtserien eingereiht werden konnten (Frasl, 1953/b und 1954). — Im letzten Jahr zeichnete sich übrigens bereits bei verschiedenen Autoren die Tendenz ab, in Zentralgneisen der Hohen Tauern voralpidische, heiße Schmelzflußmassen mit alpidischer, etwa epizonaler Metamorphose zu erblicken. Dies wurde einmal für die Granitgneismassen der nördlichen Venedigerzungen in den mittleren Hohen Tauern angenommen (nördliche und südliche Sulzbachzunge, Hahachzunge; Frasl, 1953/a), dann für einen größeren, nicht genauer umgrenzten Teil der Zentralgneise der östlichen Hohen Tauern in mehreren Schriften von Ch. Exner. Auch E. Clar (1953) hat bei seinen Überlegungen bezüglich der Herkunft der Erzlösungen der Ostalpen neben alpidische, magmatische und metasomatisch entstandene Zentralgneise auch ein „vormesozoisches, in der alpidischen Tektonik verarbeitetes, granitisches Substrat“, also einen in Tauernkristallisation metamorphen alten Granit, sowie Syenit und Tonalit gestellt, ohne eine räumliche Abgrenzung zu sehen. Zum Abschluß des Jahres 1953 erschien schließlich eine ebenso die Vererzung der Ostalpen betreffende Abhandlung von H. Leitmeier, in welcher er in den Zentralgneisen neben alpidischen Granitisationsprodukten auch mit Verweis auf Exner und Frasl alpidisch metamorphosierte, aber aus früheren Zeiten stammende Granite und Gneise erblickt. — Bei dieser Gelegenheit sei auch auf eine 1951 erschienene Arbeit von H. Haberlandt und A. Schiener hingewiesen. In der Einleitung zu dieser mineralogisch-geochemischen Studie wird eine Ansicht über die Genese der Zentralgneise der Umgebung von Gastein vorgetragen, die sich sehr an Vorstellungen Beckes anlehnt und in der Aufteilung in eine hochtemperierte, zum Teil schmelzflüssige Entstehungsphase neben einer Phase alpidischer, metamorpher Überprägung grundsätzlich mit der hier betonten Zwei- oder Mehrphasigkeit der Zentralgneisentstehung übereinstimmt.

¹⁾ Auf Grund von Studien an den großen Kalifeldspäten im hier vorgebrachten Sinn, aber auch durch Beachtung anderer Eigenschaften, hat man bereits jetzt den Schlüssel zu einer allgemeinen Abgrenzung einst hochtemperiert, und zumindest zum Teil auch schmelzflüssig gewesener Massen innerhalb des Zentralgneises in den Händen. Beim mittelkörnigen Kornbestand, der im Porphyrganit — oder im heutigen Porphyrganitgneis und Angengneis — nach dem Einsprenglingswachstum kristallisierte, ist es zwar schon schwieriger, die Anfangsstadien der Bildungsgeschichte zu erkennen, da einerseits schon die besonders von Erdmannsdörffer aufgezeigten Einwirkungen einer metasomatischen Endoblastese zu kristalloblastischen Strukturen führen konnten und andererseits das feinere Korn auch für eine Umkristallisation bei der alpidischen Metamorphose leichter zugänglich war, als die großen Reliktfeldspäte. Noch schwieriger aber ist die Erkennung früherer Stadien der Petrogenese bei einem gleichmäßig feinkörnigen Granit oder einem aus diesem hervorgegangenen Zentralgneis. Auch in einem solchen Gestein haben spätere Umkristallisationen um so leichter die Anzeichen früherer Stadien auslöschen können, je feiner das Korn ist. Durch den Vergleich mit dem Kornbestand der Porphyrganite kann man jedoch auch da klarer sehen. Besonders die Füllung beider Feldspatarten, die spezielle Perthitbildung und die Optik der Kalifeldspäte, also Eigenschaften, die noch im folgenden etwas näher betrachtet werden sollen, sind jene Anzeichen, welche die Porphyrganite im Feinkornbestand und meist auch in den Einsprenglingen mit den gleichkörnigen Zentralgranitgneisen gemeinsam haben, und welche daher auf die grundsätzlich gleiche Herkunft schließen lassen.

Um den Hohen Tauern zur Abwechslung ein praktisch nicht regional-metamorphes Granitareal gegenüberzustellen, seien anschließend Beobachtungen aus moldanubischen Graniten vorgelegt, die sich u. a. bekanntlich schon durch den noch erhaltenen höheren Anorthitgehalt der Plagioklase von den Tauerngesteinen (mit in der Regel gefüllten Plagioklasen und niedrigerem Anorthitgehalt) grundsätzlich unterscheiden. Hier haben wir unzweifelhaft Feldspate aus der Amphibolitfazies oder noch höheren Temperaturbereichen vor uns, wogegen die metamorphen Umwandlungen ebenso wie die Schieferung praktisch nicht mehr ins Gewicht fallen. Hier ist es also noch viel eher denkbar, daß man die Grenze zwischen einem Kornwachstum in flüssiger (halbflüssiger) oder fester Umgebung findet.

Unter den von mir an Gesteinen des moldanubischen Bereiches in Österreich (nördliches Ober- und Niederösterreich) bezüglich der Einschlußregelung angestellte Beobachtungen sind jene aus dem Weinsberger Granit von prinzipieller Bedeutung für die Frage der Entstehungsbedingungen der Einschlußregelung und bieten speziell durch das überwiegende Auftreten der Regel nach dem Kornbau etwas Neues. Von allgemeinetrogenetischem Standpunkt ist außerdem das eigentlich hieherzustellende Vorkommen im Rastenberger Granit von Ottenstein am Kamp sehr lehrreich, es wird jedoch hier nur kurz gestreift und seine Kalifeldspate sollen in einer eigenen Studie eingehender beschrieben werden. Zu den Beobachtungen am Mauthausener Granit ist zu bemerken, daß dies eigentlich gar kein porphyrischer Granit mehr ist, sondern im allgemeinen als mittelkörnig bezeichnet wird — und doch sind dieselben Erscheinungen der Einschlußregelungen zu erkennen, womit man sieht, daß diese, bisher ungleichkörnigen granitischen Gesteinen vorbehaltenen Betrachtungsweise auch für etwa gleichkörnige Gesteine bedeutsam werden kann. Über den Eisgarnner Granit liegen erst wenige Beobachtungen vor, die aber dennoch die Anwendbarkeit dieses Kriteriums auch für dieses Gestein beweisen: auch den Eisgarnner Granit sollten Transformisten nicht auf ihre Liste setzen, sobald sie nicht die Beteiligung einer Schmelze zulassen. — Ganz allgemein hat bisher wohl noch jeder Sachbearbeiter die moldanubischen Granite Österreichs als aus dem Schmelzfluß entstanden angesehen, und es bringen daher meine Beobachtungen nur eine Bestätigung dieser Ansicht; es mag aber auch hinzugefügt werden, daß bisher noch kein einziger extremer Transformist an die petrogenetische Deutung dieser Gesteine herangegangen ist.

Auch aus dem außeralpinen Gebiet Österreichs liegen bisher nur verstreute Beobachtungen über geregelte Einschlußplagioklase vor. So gibt G. Horninger (1935) in Kalifeldspaten des Schärddinger Granits „vielfach kleine, idiomorphe Plagioklase, die in Gruppen zueinander parallel orientiert liegen können“, an.

Etwas ähnliches dürfte L. Waldmann 1949 im Granodiorit der Bohrung Raipoltenbach (Untergrund der Molassezone im außeralpinen Wiener Becken) beobachtet haben (Grill & Waldmann, 1949).

Aus dem niederösterreichischen Waldviertel liegen erst 1950 die nach seinen Angaben ersten Beschreibungen von geregelten Einschlußplagioklasen von E. Nickel, 1950, vor. Er findet in den bis 7 cm großen Kalifeldspaten des Rastenberger Granits von Echsenbach, daß Plagioklasen, aber auch Biotit und Hornblende ausgesprochen geregelt sein können, „daß die

Verwachsungsfläche (010) der eingeschlossenen Plagioklase meist parallel M oder P, zum Teil auch parallel zu den Flächen des aufrechten Prismas liegt. In anderen Fällen ist die Orientierung derartig, daß die (010) der Plagioklase parallel einer Fläche der Zone [102] liegt, ...". Die Größen der eingeschlossenen Plagioklase werden nicht angegeben. Nickel zieht aus der beobachteten Regelung der Einschlußplagioklase zwar keine Konsequenzen, sonst aber „muß im Rastenberger Granit nach der ‚mühelosen‘ Ausbildung der einsprenglingsartigen Kalifeldspate in der Art des dicktafeligen Habitus des Weinsberger Granits zu urteilen, eine magmenartige Konsistenz vorhanden gewesen sein“. An anderer Stelle spricht er von einem „nun \pm aufgeschmolzenen Gemisch“.

Bis daher war in diesem Kapitel in der Regel nur von einer Einregelung nach der Korngestalt die Rede: die Plagioklase, aber auch die Biotite haben sich mit möglichst großen Flächen an eine glatte Fläche des Kalifeldspats in beliebiger Richtung angelegt und weisen keine auffällige regelmäßige Beziehung zwischen der Lage ihrer Kristallachsen und jenen des Wirtskristalles auf¹⁾. Außer oder anstatt dieser Regelung nach der Korngestalt ist aber auch manchmal eine Regel nach dem Kornbau (Sander) zu erkennen. Dies ist bei den Feldspaten grundsätzlich durchaus nichts neues; Maucher hat ein Beispiel dafür aus der Türkei beschrieben.

Beim Weinsberger Granit (Köhler, 1941, 1948/b, Waldmann, 1951) von verschiedenen Orten kann man diese Regel nach dem Kornbau bei den in den Kalifeldspaten eingeschlossenen Plagioklasen gut studieren. In unserem Fall wurde der derzeit aufgelassene Poschacher-Bruch bei Winden nahe Schwertberg, Oberösterreich, gewählt, aus dem übrigens auch die von Maroschek, 1933, publizierte Analyse des Weinsberger Granits stammt.

Der Weinsberger Granit ist hier ein riesenkörniger, porphyrischer Biotitgranit, dessen weiße Kalifeldspate (grobgeitterte Mikroklinperthite) bis zu 1 dm groß werden, meist krumme Zwillingnähte haben und manchmal auch einen reliktschen, oszillatorischen Zonarbau von der auf der S. 84 angegebenen Art aufweisen. Die Fläche (201) ist an Stelle von (101) ausgebildet (vgl. S. 74). Wie Fig. 3 zeigt, liegen nun in den Karlsbader Zwillingen der Kalifeldspate dicktafelige, meist selbst nach dem Karlsbader Gesetz (und Albitgesetz) verzwilligte Einschlußplagioklase meist derartig eingeschlossen, daß gleichzeitig mit der Spaltfläche nach (001) der einen Zwillingshälfte des Wirts auch immer zugleich die (001) von etwa der Hälfte aller Einschlußplagioklase einspiegelt, auch wenn sie im anderen Zwillingshälfte des Wirts liegen. Von einem nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligten Plagioklas spiegelt sonach der linke Teil zugleich mit dem linken Teil des Kalifeldspat-Zwilling auf, der rechte mit dem rechten Teil, oder aber umgekehrt. Das gibt es nur bei gleicher Orientierung der b- und c-Achsen.

¹⁾ Für alle hier vorgelegten Beobachtungen stand leider kein U-Tisch zur Verfügung. Daher ist es in vielen der hier angegebenen Fällen wahrscheinlich, daß neben der angeführten Regel nach der Korngestalt auch noch eine Regelung nach dem Kornbau, wie bei dem von Maucher, 1943, beschriebenen Fall, auftritt. Für die Lösung der ganz groben Frage, ob das Wachstum im Schmelzfluß oder im Starrgefüge stattfand, genügt jedoch die Feststellung der leicht erfaßbaren und meist vorwiegenden Regel nach der Korngestalt.

Bei genauerer Untersuchung im Dünnschliff erkennt man, daß von der idealen Parallelorientierung der Achsen immer wieder Abweichungen im Ausmaß von einzelnen Graden zu konstatieren sind. Abb. 5 auf Tafel VIII zeigt einen solchen, hier etwa dunkel gestellten Plagioklaszwilling nach dem Karlsbader Gesetz, bei dem die Albitzwillinge und auch die Umrißlinien // (010) um ein paar Grad gegen die grobe Gitterung im umgebenden Mikroklin abweicht. Diese Abweichungen, die Verzwilligung nach dem Karlshader Gesetz, die idiomorphe Form der Einschlußplagioklase und ihr normaler, wenn auch schwacher Zonarbau sagen uns schon, daß es eher fertige Plagioklaskörner waren, welche eingeschlossen wurden, und keine Entmischungs- oder Verdrängungsabildungen. — Gewisse Stoffwechselvorgänge im Feldspat sind durch die Bildung von „außenkonkavem“ Quarz (Erdmannsdörffer, 1942), und an anderen Stellen durch Füllungs-mikrolithen (Glimmer und wenig Klinoisit) manifestiert.

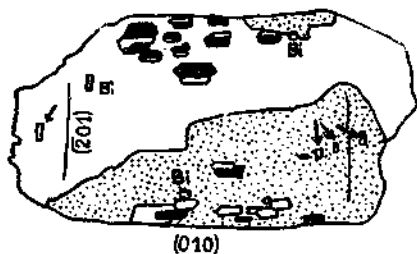


Fig. 3. Einschlußreicher Kalifeldspat (Karlsbader Zwilling) \perp zur c-Achse gesehen. (Weinsberger Granit von Schwertberg.) — Die (001)-Flächen der achsenparallel geregelten Einschlußplagioklase spiegeln gleichzeitig mit den (001)-Flächen des Wirts ein, u. zw. die schwarz gezeichneten Flächen der Plagioklase zugleich mit dem punktierten Zwillingshälften des Kalifeldspats, die weißen Plagioklasflächen zugleich mit der weißen Kalifeldspatfläche. — Pfeile bezeichnen vier anders eingewachsene Plagioklase. Bi = Biotit. — Näheres im Text. — Natürliche Größe.

Die achsengeregelten Einschlüsse können an den verschiedensten Flächen des Wirts angewachsen sein und sind sodann umschlossen worden, wobei die Schärfe der Regelung der Plagioklase nach der c-Achse am strengsten zu sein scheint. In zweiter Linie sind auch die b-Achsen gleichgerichtet mit jener des Wirts, während man eigentlich nicht von einer Einregelung nach den a-Achsen sprechen kann. Eine derartige Achsenregelung ist bei der Annahme, daß die Einschlußplagioklase sich in einer Schmelze drehen konnten, recht gut zu verstehen. Hier wirkten anscheinend die c-Achsen ebenso am stärksten orientierend, wie es auch bei der Bildung der Karlsbader Zwillinge aus zwei Einlingen im Schmelzfluß angenommen werden kann¹⁾. Wenn aber die c-Achsenrichtung des sich anlegenden Plagioklases

¹⁾ A. Köhler hat 1947 in seinen Gedanken zur Bildung der Karlsbader Zwillinge beim Kalifeldspat angenommen, daß es durchaus der Fall zu sein scheint, „daß die großen (010) Flächen orientierend auf die gleichen Flächen anderer Einlinge einwirken und imstande sind, sie unter Parallelorientierung der z-Achsen anzulagern“. Weiters schreibt er: „Dieser Gedankengang ist nicht neu. C. Viola (Zeitschrift für Kristallographie, 38, S. 76—81, 1904) hat das gleiche behauptet, und die Möglichkeit einer derartigen Orientierung auch experimentell bestätigt. Vom physikalischen Standpunkt aus ist dieser Vorgang durchaus verständlich, da schon eine reine Adhäsionswirkung ein Aneinanderlegen größerer Flächen bedingt. Es wäre wünschenswert, die Versuche von Viola neuerlich zu wiederholen und die Ergebnisse mehr zu berücksichtigen als dies bisher der Fall war“ (Köhler, 1947, S. 164).

einmal gegenüber des Kalifeldspats festgelegt ist, dann besteht höchstens mehr die Freiheit für die Drehung dieser Plagioklasse um diese *c*-Achse. Bei Drehungen bis 90° spielt auf jeden Fall die *b*-Achse ein, während für die Gleichrichtung der *a*-Achse mit jener des Wirts bei beliebiger Ausgangslage in der Hälfte der Fälle Drehungen über 90° um die *c*-Achse notwendig wären. Für Drehungen über 90° hat aber in diesem Beispiel offenbar die Kraft gefehlt, so daß nur eine Regelung der *c*- und *b*-Achsen der Plagioklasse // zu denselben des Wirts eintrat. In diesem Beispiel dürfte im übrigen die Adhäsionswirkung der Flächen nicht jene übergeordnete Stellung gegenüber der Gitterkraft besessen haben, wie in dem von Maucher, 1943, beschriebenen Fall, denn ansonsten hätte eine derartige Achsenregelung nicht auch an Stellen stattfinden können, an welchen man durch den reliktschen Zonarbau die ursprüngliche Anlage der (201)-Fläche des Wirts angedeutet findet.

Besonders wichtig ist nun die Größe der so geregelten Einschlußplagioklasse. Diese werden nämlich im Vorkommen von Schwertberg bis 11 mm groß! Das aber ist eine sehr beachtliche Größe, wenn wir bedenken, daß solche Plagioklasse in fertigem Zustand in einer Schmelze gedreht wurden. Wieviel Schmelze muß denn da zur Zeit des Kalifeldspatwachstums noch vorhanden gewesen sein! — In welchem Zustand war übrigens diese Schmelze? Ich kann mir nicht vorstellen, daß eine derart komplizierte Parallelorientierung in einer turbulenten Flüssigkeit stattfand, eher bei fast vollkommener Ruhe. Vielleicht ist auch auf diesen Ruhezustand zurückzuführen, daß die Plagioklasse dieses Beispiels nur einen einfachen, schwachen Zonarbau ohne jegliche Rekurrenzen zeigen und auch der oszillatorische Zonarbau der Kalifeldspate nur ganz schwach erkennbar wird.

Wir kommen damit überhaupt zu einer prinzipiellen Überlegung über die Turbulenz in Schmelzflüssen. Es dürfte sehr wahrscheinlich sein, daß in ganz großen, ruhigen Tiefenkörpern — der Weinsberger Granit besitzt nach den Beschreibungen eigentlich keine Quergriffe, Apophysen u. dgl. — im Inneren kaum eine Bewegung herrscht. In solchen Körpern wird der Zonarbau weitgehend fehlen, und die größeren Kristalle können auf relativ kleinere Körner mit ähnlichem Gitterbau achsenregelnd einwirken, was sicherlich bei der geringen Intensität der Kräfte eine längere Zeit des ruhigen Nebeneinander-Schwebens verlangt. Hier wachsen auch besonders große Kristalle. — Bei oberflächennahen Schmelzen mit immer wiederkehrenden Ausbrüchen ist hingegen auch im Inneren eine große Turbulenz zu erwarten, wobei lokal größere Temperatur- und Konzentrationsunterschiede auftreten, wodurch die Plagioklasse entweder gar nicht oder höchstens nach der Korngestalt geregelt an die Kalifeldspate angelegt werden und beide Feldspate einen ausgeprägten Rekurrenzenbau erhalten. Das sind nur die zwei extremen Zustände, die natürlich durch Übergänge verbunden sind. — In Hinsicht auf die verschiedenen Tiefenbereiche des Magmenkörpers, die sich dadurch erschließen, wären übrigens anschließende Trachtstudien an den Feldspaten sehr erwünscht.

Bestimmt wird man auch nach einer Erklärung dieser Achsenregelung der Plagioklasseinschlüsse suchen, welche sich mit der Annahme eines Wachstums des Kalifeldspatwirts durch Verdrängung im festen Gestein vereinen läßt. Dazu möchte ich gleich jetzt folgende Bedenken äußern. Man stelle sich einmal ein Starrgefüge von Plagioklassen (neben anderen

Mineralkörnern) vor, in denen alle jene vom Kalifeldspat verdrängt würden, die eine beliebige Lage einnehmen, und nur jene erhalten bleiben und vom wachsenden Kalifeldspat eingeschlossen würden, die zufällig mit den b- und c-Achsen // zum Kalifeldspat stünden. Dazu ist erstens zu bemerken, daß außer den achsenparallel orientierten Einschlußplagioklasen auch einige nicht geregelte Plagioklase im Kalifeldspat vorkommen, die ebenso groß sind, ebenso idiomorph und auch eventuell nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt; zweitens, daß in einem unregelmäßigen Gestein nach der Wahrscheinlichkeitsrechnung gar nicht so viele Körner in derselben bestimmten Lage auf einem kleinen Platz vorhanden sein würden, wie auf Fig. 2 orientiert eingeschlossene Plagioklase im Kalifeldspat. Im Falle eines geregelten Gesteins mit geregelt sprossenden Kalifeldspaten wäre zwar die Häufigkeit der Parallelorientierung kein Wunder, aber die Kalifeldspate sind hier eben statistisch unregelmäßig, oder ihre Regelung ist für diese Voraussetzung viel zu locker. — Eine Drehung so großer Plagioklase im festen Gestein stößt aber ebenso auf riesige Schwierigkeiten. — Und wenn wir schließlich von all dem absehen wollen, kommen wir zu der Frage, wie man sich den Anwachszonarbau mit völlig glatten Flächen des idiomorphen Kalifeldspatkristalles (S. 84) bis nahe an die heutige Oberfläche desselben bei Annahme eines Wachstums durch Verdrängung eines starren Korngefüges überhaupt erklären könnte, dessen Körner mehrere Millimeter groß sind.

Ein gleichzeitiges Wachsen der eingeschlossenen Plagioklase mit dem Kalifeldspat ist aber aus etwa denselben Gründen abzulehnen, die schon im Beispiel des Mureckgneises (S. 90) angeführt wurden. Einmal sind die Plagioklase idiomorph, z. B. Karlsbader Zwillinge mit einspringenden Winkeln, etwas ungleichen und versetzten Zwillingshälften und sogar mit einer krummen Zwillingnaht. Außerdem sind die Plagioklase schwach, aber doch von ihrem Kern aus zonar gebaut. Ein Beispiel eines solchen in einem Schwertberger Kalifeldspat eingewachsenen Plagioklas-Zwilling ist auf Abb. 5, Tafel VIII, zu sehen, wobei der Kern des Kalifeldspatwirts in der Schliffebene rechts liegt. Man kann nicht annehmen, daß sich hier etwa ein Plagioklaskeim an die Oberfläche des Kalifeldspats angesetzt hat und später, während sich diese Oberfläche nach außen (links) hin verschoben hat, mitgewachsen ist. — Ein nachträgliches Wachstum des gezeigten Plagioklases im fertigen Kalifeldspat kommt schon wegen der soeben beschriebenen Ausbildung, aber auch wegen der Verdrehung gegen den Wirtskristall gar nicht in Frage.

Ich erachte daher die Erklärung der nach den Achsen geregelt in den Kalifeldspaten eingeschlossenen Plagioklase durch Annahme des Anlegens der fertigen Plagioklase in Schmelzfluß an einen wachsenden Kalifeldspat als einzige mögliche Lösung.

Auch im Weinsberger Granit von Neustadt (Bezirk Amstetten, Niederösterreich) sowie von Freistadt, Oberösterreich, erkennt man die Einlagerung mehrerer Millimeter großer Plagioklase in den großen Kalifeldspaten entsprechend der Regel nach dem Kornbau.

Bemerkenswert erscheint hier ein Beispiel aus dem Randgebiet des Weinsberger Granits, schon weil hier kaum geregelte Plagioklaseinschlüsse vorhanden sind. Dies ist nämlich bei Landsbaag gegenüber Aschach a. d. Donau (Oberösterreich) der Fall, wo der Weinsberger Granit einen Amphibolit diffus durchdringt, wodurch ein Titanit-Hornblende-

Granitit mit großen roten Kalifeldspaten gebildet wurde (Köhler, 1948/b). Diese Kalifeldspate¹⁾ sind nun tatsächlich in vielen Fällen völlig mit den umgebenden Körnern verzahnt, wobei die Kalifeldspate offenbar aggressiv waren, und tief in die Umgebung vorgegriffen haben. Die Einschlüsse erscheinen daher meist ebenso unregelmäßig wie die Grundmassenkörner selbst. In manchen Fällen sind jedoch auch hier die Kalifeldspate mit einer krummen Zwillingsnaht ausgestattet, einschlußarm und etwas deutlicher idiomorph, und wenn man längere Zeit sucht, findet man in diesen einschlußarmen Kalifeldspaten die wenigen, 1—2 mm großen tafeligen Plagioklase nach der Korngestalt geregelt eingewachsen. — Sicherlich sind meine bisherigen Untersuchungen in diesem Gebiet noch zu wenig ausgedehnt und auf die Kalifeldspate beschränkt gewesen, aber ich glaube mit folgender petrogenetischer Vorstellung nicht allzuweit fehlzugehen: Ich nehme hier einen Randbereich des schmelzflüssigen Weinsberger Granits an, in dem bei kaum abnehmender Temperatur die Schmelze zur Porenlösung wird, wo also die Granititstehung aus einem flüssigen oder halbflüssigen Zustand von einer Granititstehung in festem Zustand abgelöst wird. Die einzelnen Kalifeldspate sind dabei entsprechend dem Einbau von unregelmäßig und verschieden großen und verschieden gut geregelten Plagioklassen von ihrem Kern aus in einem Milieu gewachsen, weil ein Schalenbau mit einem Nebeneinander von Kennzeichen der verschiedenen Bildungsstadien in ein und demselben Korn noch nicht gefunden wurde. Es kann aber bei gleichbleibendem Aufbau von innen bis außen nicht aus einem großen, amöboiden Kalifeldspat einer mit zuerst kleinem und dann bis 1 cm groß werdenden, zunehmend besser geregelten Einschlußplagioklassen entstanden sein (womit sich ein an der Granitisationsfront gesproßtes Korn schließlich und endlich in ein solches vom Typus Schwertberg umgewandelt hätte). So bleiben uns nur zwei Möglichkeiten: Entweder sind die an einer vorwandernden Granitisationsfront gebildeten Kalifeldspate weiter im Inneren des Plutons resorbiert und durch völlig andere ersetzt worden — oder die Granitisationsfront ist im Falle des Weinsberger Granits nur eine stationäre Randbildung. — Möglicherweise können nähere, planmäßige Untersuchungen in Zukunft auch da Klarheit schaffen. Schließlich liegen vorbildliche Beschreibungen aus dem Übergangsbereich Magmatisch-Metamorph schon vor, u. zw. besonders von O. H. Erdmannsdörffer.

Aus dem Mauthausener Granit (Maroschek, 1933; Köhler, 1941, 1948/b; Waldmann, 1951) wurde bei einem Feldspatkorn eine Auszählung der geregelten Einschlüsse vorgenommen, wobei gleich anfangs betont werden soll, daß es sich dabei nicht um einen der hier und da zu beobachtenden Fremdlinge handelt, also um einen Feldspat, der offensichtlich nicht zu den normalen Gesteinsgemengteilen gehört, sondern um einen normalen, hell bläulichgrauen und verhältnismäßig klaren Kalifeldspat von 10 × 5 mm Größe. Dieses Korn stammt aus einem Bruch an der Naarntalstraße, etwa 7 km aufwärts von Perg, Oberösterreich. Das dortige Gestein stimmt bei freilüftiger und mikroskopischer Untersuchung mit dem von Maroschek

¹⁾ Eine Analyse des Kalifeldspats dieser Lokalität wurde von E. Jäger 1953 in einer kurzen Mitteilung über den Chemismus der Mischgesteine von Landshaag vorgelegt (Anzeiger Osterr. Akad. Wiss.; math.-naturw. Kl., 1953, Nr. 5). — Über die Entstehungsbedingungen der Kalifeldspate wird dabei nichts ausgesagt.

1933 näher beschriebenen Material des Bettelberg-Bruches in Mauthausen durchaus überein, weshalb hier eine eingehendere petrographische Charakterisierung unterbleiben kann.

Das undeutlich idiomorph umgrenzte Korn mit den Flächen (001), (010), ($\bar{2}01$), (110) und ($\bar{1}10$) zeigt im Schnitt // zu (001) des einen Teiles des Karlsbader Zwillings sehr grobe Mikroklingitterung, aber keine Perthitaderung. Die Zwillingsnaht ist in der ganzen Länge krumm (siehe S. 109). Von den 84 Einschlüssen waren 26 zum Teil chloritisierte Biotite, ein Apatit und der Rest gefüllte Plagioklase. Die Füllung der Einschlußplagioklase ist übrigens stärker als die der freiliegenden, meist sogar ungefüllten Plagioklase. Die im Sinne von Drescher-Kaden schriftgranitischen Quarze wurden weiters nicht beachtet. Von den 83 Plagioklasen und Biotiten waren in diesem Schnitt 30 ohne deutliche Regelung nach der Korngestalt, 25 nach (110) und ($\bar{1}10$) geregelt, 19 nach (010) und 9 nach ($\bar{2}01$) derart geregelt, daß hier nur ein Anlegen der fertigen Einschlüsse an den idiomorph und glattrandig wachsenden Kalifeldspat in Frage kommt, denn auch in diesem Schliiff braucht man sich nur einen vom Kern ausgehenden oszillatorischen Schalenbau vorzustellen und die Einschlüsse würden die Schalen niemals queren, sondern ihnen immer angelegt sein. Die Einschlußregelung [die Zwillingsnaht und auch die (201)-Fläche] zeigt uns auch in diesem Fall, daß zumindest eine gewisse Menge heißen Schmelzflusses noch zur Zeit der Kalifeldspatbildung vorhanden war; daß sie während des Wachstums der oszillatorisch zonaren Plagioklase vorgeherrscht hat, daran zweifle ich nicht; denn welches Starrgefüge könnte denn der Plagioklas bei der vorliegenden, völlig glattschaligen Ausbildung der Rekurrenzen verdrängt haben?

Der Eisgarnier Granit (Köhler, 1931, 1941; Waldmann, 1951), der als der jüngste und sauerste Granit des Waldviertels bekannt ist, wird speziell in seinen größeren Teilen durch dünntafelige Kalifeldspate gekennzeichnet. In Aalfang (Niederösterreich) macht sich erst im Schliiff eine — wenn auch wenig durchgreifende — Regelung der eingeschlossenen Plagioklase und Biotite von höchstens 0.8 mm Länge gegenüber dem Wirt bemerkbar. — Viel deutlicher ist diese Erscheinung im Gebiet um Litschau (Niederösterreich), von welchem Gestein ich durch die Güte von Herrn Prof. Dr. L. Waldmann eine Probe erhalten habe. Darin sind die dünntafeligen Kalifeldspate bis 4 cm groß und in einem Schliiff // zu (010), und zugleich durch den Kern eines 25 × 20 mm großen Karlsbader Zwillings war die Anwachsregelung nach der Korngestalt bei den dünntafeligen, bis 4.5 mm (!) Plagioklasen gut erkennbar. Bei diesen Kalifeldspaten ist übrigens auch die Fläche (201) voll entwickelt.

Im moldanubischen Gebiet ließen sich nun Kalifeldspate mit geregelten Einschlußplagioklasen nicht nur in Graniten nachweisen, sondern auch in einem Gneis mit deutlichem Zeilenbau, nämlich im Spitzer Gneis aus dem mittleren Kämtal. Bei diesem Gestein, dessen Grenzverhältnisse in keiner Weise auf eine auch nur teilweise schmelzflüssige Vergangenheit schließen lassen (Exner 1953/a), ist es sicherlich ein gewisser Fortschritt in der Aufklärung der Petrogenese, wenn man darin Schmelzfluß-Reliktfeldspate konstatieren kann. Wenn dies auch vorerst wegen der schlechten Erhaltung erst bei wenigen Kalifeldspatäugen dieses Gesteins geglückt ist, so ist damit doch ein Ansatz gegeben, der einerseits bei einer eventuellen späteren petrogenetischen Analyse dieses Gesteins weiterhelfen kann und andererseits wieder zeigt, daß die nähere Beachtung der Einschlußregelung (und des Zonarbaues) in Kalifeldspaten auch in sehr stark ver-

schieferen und rekristallisierten Gesteinen granitischer Zusammensetzung durch Unterscheidung reliktscher und gesproßter Kalifeldspatagen wesentlich zur Enträtselung der Entstehungsgeschichte beitragen kann.

Bezüglich der Geologie und Petrographie des Spitzer Gneises brauche ich nur auf die vortreffliche Beschreibung von Chr. Exner (1953/a) hinweisen, worin die exakten Beobachtungen gegenüber den klar als solche gekennzeichneten, vorsichtigen Deutungen unbedingt den Vorrang haben. Die hier erwähnten Relikt-Kalifeldspate wurden von mir auf einer von Herrn Dez. Dr. Christof Exner in dankenswerter Weise geführten Exkursion aufgesammelt, u. zw. aus dem Haldenmaterial beim östlichen Mundloch vom Westtrum des Triebwasserstollens Dobra-Krumau. Dieses Trum durchörtert nach Karte und Profil Exners nur den Spitzer Gneis. Auf Grund meiner Schriffe möchte ich nun — abgesehen von der Bestätigung vieler Beobachtungen Exners — nur auf die Schmelzfußkennzeichen eingehen, die man erst dann beachtet, wenn man das Auge einmal dafür geöffnet hat und speziell danach sucht.

Nach Exner ist der Spitzer Gneis dieser Lokalität zum Teil als Augengneis entwickelt, wobei die Kalifeldspatagen bis 4 cm lang werden, Leistenform mit xenomorphem Rand und amöbenartigen Fortsetzungen in das umgebende Grundgewebe besitzen. Ich beobachtete daneben auch idiomorphe Körner mit (001) (010) und (201) (!) sowie (110) und (110). Exner verweist schon auf die charakteristische Eiuwinkelung der Zwillingnaht und gibt Zonarbau an. Dieser stellte sich nun als oszillatorischer Anwachs-schalenbau mit auf (010) etwa 0.3 mm dicken Einzelschalen heraus, der unter günstigen Umständen die idiomorphen Wachstumsstadien vom Kern bis zur Kornoberfläche sauber abbildet. Die einzelne Zone zeigt normalerweise im Schriff // (001) an der dem Kern abgewandten Seite fast gerade Auslöschung (Orthoklas), während die Auslöschungsschiefe an der dem Kern zugewandten Seite bis etwa 7° erreicht, wo außerdem oft winzige helle Glimmermikrolithen von 0.02 mm Größe eingebaut sind. Eine an vielen Orten und besonders an Verunreinigungen, Fremdeinschlüssen einsetzende Triklinisierung (beginnende Gitterung; vgl. S. 110) verwischt zum Teil diesen Schalenbau. Zahlreiche bis 1.3 mm große und ± idiomorphe Plagioklase, aber auch einige Biotite sind außerdem derartig nach ihrer Korngestalt geregelt in den großen Kalifeldspat eingeschlossen, daß als Begründung der Regelung — entsprechend den auf S. 90 dargelegten Kriterien — nur ein Herandrehen fertiger Plagioklase und Biotite an die jeweiligen Kristallflächen (Anwachsflächen) des wachsenden Kalifeldspats im Schmelzfuß in Frage kommt. Das Zahlenverhältnis der geregelten gegenüber den ungeregelten Einschlüssen kommt jenem im vorhin angeführten Beispiel aus dem Mauthausener Granit vom Naartal (S. 103) am nächsten. — Damit soll nur gesagt sein, daß es im Spitzer Gneis dieser Lokalität prächtige Schmelzfußrelikte gibt. Ein weiteres Rückschließen bezüglich des Schmelzfußanteiles im Gestein wäre ohne weitere gründliche Untersuchung sehr zahlreicher Proben durchaus verfrüht.

Die Kalifeldspate aus dem gangförmig aufdringenden Syenitporphyr von Persenbeug (Limbrock) wurden schon im Zusammenhang mit der Untersuchung des Zonarbaues erwähnt (vgl. S. 79). Bei etwa 10 mm Größe der Kalifeldspate sind die zumindest nach (010), (110) und (110) geregelt eingewachsenen, idiomorphen und nach (010) tafeligen Plagioklase nur bis 0.6 mm lang. Auch hier liegt ein Anlagerungsgefüge mit Regelung nach der Korngestalt vor. Es sei nur am Rande bemerkt, daß jene nach dem Karlsbader Gesetz verzweigten Einschlußplagioklase zum Teil ungleich große Zwillingshälften aufweisen.

An die Plagioklaseregulation in Kalifeldspaten des Bittescher Gneises wurde schon gedacht (S. 76). Hier sei von diesem eigentlich schon zum Moravicum gehörenden Gestein nur soviel erwähnt, daß wieder ein Anlagerungsgefüge mit Regelung der Einschlüsse nach ihrer Korngestalt vorliegt, daß jedoch daneben sehr viele unregelmäßige Einschlüsse im Kalifeldspatwirt vorkommen, was ebenso wie der betonte Zonarbau auf einen Schmelzfuß mit starker innerer Bewegung schließen läßt.

Zur Verbreiterung der Erfahrungen wurden u. a. auch Schriffe von 3 außerösterreichischen Syeniten in bezug auf die Regelung der Einschlußplagioklase durchgesehen. Im Augit-Syenit von Gröba in Sachsen (Schrift der Fa. Kranz in Bonn) sind z. B. in einem Kalifeldspat von 12 mm Länge bis 0.6 mm große Plagioklase wieder entsprechend einem Anlagerungsgefüge und nach der Korngestalt geregelt eingeschlossen. Außerdem ist die Zwillingnaht des Karlsbader Zwillinges auffallend krumm und gewinkelt (S. 109). Daneben finden sich Spuren eines oszillatorischen Zonarbaues als Abbild eines idiomorphen Kalifeldspatwachstums mit gerundeten Kanten.

Die diesem durchaus entsprechende Einschlußregelung in den Kalifeldspaten der bekannten Syenite vom Plauenschen Grund (Sachsen) und von Biella (Piemont) wurde schon bei der Beschreibung des Zonarbaues gestreift (S. 80 f.).

Ein Aegirinsyenitporphyr von der Lokalität „Felsentor“ bei Predazzo (N-Italien)¹⁾ zeigt in den 2 cm großen, dünn tafeligen Kalifeldspaten — die nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind — eine Regelung der bis 0.7 mm langen Einschlußplagioklasse mit (010) // zu (010) des Kalifeldspatwirts.

Auch im Protogingranit vom Mont Blanc (Weg vom M^{er} de glace zum Plateau d'Aiguilles) wurden bis 1.3 mm lange Einschlußplagioklasse // zu (010) des Wirts geregelt gefunden. Sie sind außerdem gefüllt. Der Kalifeldspat zeigt Andeutungen von zonarperthitischem Aufbau.

Man sieht in allen diesen Gesteinen, woher sie auch kommen mögen, überall im Prinzip die gleichen regelmäßigen Kornlagen und die gleiche Größenordnung der Einschlüsse, und dementsprechend können wir auf eine gemeinsame Wurzel der Entstehung schließen, ganz gleichgültig, ob die betreffenden Gesteine heute unmetamorph oder aber verschiefert und metamorph verändert sind.

Gehen wir schließlich zu den österreichischen Alpen zurück, von denen bisher nur die Hohen Tauern Berücksichtigung gefunden haben. Am NO-Sporn der Zentralalpen befindet sich bekanntlich jener zerteilte Granitgneiskomplex, der in seinen verschiedenen Teilen folgende Namen führt: „Mürztaler Granitgneis“ (Stiny), „Wenigzeller Grobgranit“ (Schwinner), „Eselsberggranit (Mohr), „Aspanger Granit“ (Wieseneder). R. Schwinner hat erst jüngst folgendes über diese Granitvorkommen geschrieben (1951/b, S. 93): „... fast alles vom Granit bis zum Hüllschiefer zeigt einheitliche Tracht der Epizone (Grünschieferfazies): Die Raahalpen sind die ‚seichteste‘, eventuell kälteste Gegend, in welcher noch Granitisation beobachtet wird.“ Im Falle Schwinner damit tatsächlich meinen sollte, daß dieser Granit in der Epizone durch Granitisation entstanden sein, dann kann ich mich dem nicht anschließen, wogegen ich es viel eher annehmbar finde, daß er eine Seite vorher trotz allem die Erstarrung desselben Granits aus dem Schmelzfluß fordert. Schmelzfluß und Epizone lassen sich nicht so leicht vereinen!

Was sagen nun die Kalifeldspate über die Geschichte des Gesteins aus?

Abgesehen von vielen makroskopischen Beobachtungen wurden nur drei Stichproben in Schliften näher untersucht. Einmal ein Augenfeldspat aus dem faserigen Grobgnais von Ratten, d. i. im Feistriztal oberhalb Birkfeld (Oststeiermark). Im Schlif // (001) des einen Teiles des Karlsbader Zwillinges sah man die Krümmung der Zwillingsoberfläche (vgl. S. 109) und dann bis 1.4 mm große Plagioklasse und Biotite offensichtlich geregelt eingewachsen. Das Anlagerungsgefüge der Einschlüsse mit gleichzeitiger Regelung nach der Korngestalt zeichnet die Wachstumsstadien von (010), (110) und (110) des Kalifeldspatwirts ab. Damit ist das Wachstum aus einer Schmelze gewährleistet. — Bemerkenswert ist außerdem die starke metamorphe Überprägung der Einschlüsse: Die Einschlußbiotite sind zum Teil unter Erhaltung der äußeren Formen bis zur Hälfte durch Klinozoisitkörner verdrängt, welche bis 0.2 mm groß werden können. Auch in den Einschlußplagioklassen gibt es als Umwandlungsprodukte (Füllung) Klinozoisitbesen und Klinozoisitkristalle (bis 0.12 mm lang), sowie Hellglimmer (bis etwa 0.1 mm Durchmesser), und schließlich auch einzelne Granate derselben Größe. Der Perthit ist in der Hauptsache mit Klinozoisit unter 0.015 mm in etwa derselben Weise wie in den Zentralgneisen der Sulzbachungen (Hohe Tauern) gefüllt. Die Fülle ist nicht scharf auf die Perthitadern beschränkt. Wie in einem anderen Kapitel später abgeleitet wird, sind diese Füllungserscheinungen nachperthitisch entstanden und u. a. Anzeichen eines früher höheren Ca-Gehaltes der Plagioklasse, welcher wieder einen Rückschluß auf die höheren Ausgangstemperaturen erlaubt (vgl. S. 110 f.).

¹⁾ Eine Probe davon verdanke ich meinem Freund Dr. Herwig Holzer; derzeit Ankara.

Aus dem Aspanger Granit (Wieseneder, 1931) wurden besonders frische Proben geschliffen, die aus dem tertiären Blockschutt beim Bahnhof Mönchkirchen (Niederösterreich) stammen. Hier ist die Regel nach der Korngestalt bei den Einschlüßplagioklassen deutlich zu erkennen, besonders // zu (010) des Wirts. In den bis 30 mm großen Kalifeldspaten, die zum Teil kompliziert verzwilligt sind, werden die geregelten Plagioklasse zum Teil über 1 mm groß. Auch beim Kaiserbauer in Schäßfern ist prinzipiell dieselbe Einschlüßregelung zu erkennen, sowie postmikrokline Füllung der Feldspate (Frasl, 1953/c). Hier zeigen die Einschlüßplagioklasse zum Teil einen noch viel basischeren Kern.

In diesem Zusammenhang sei gleich auf weitere Eigenschaften dieser Granite und Gneise hingewiesen. J. Stiny beschrieb schon 1914 neben dem normalen, weißen Kalifeldspat aus dem Mürztaler Granitgneis von Krieglach (Massinggraben) und vom Stollinggraben bei St. Lorenzen im Mürztal fleischroten Kalifeldspat. Im Jahr 1950 fand ich des weiteren im Eselsberggranit zwischen Kirchberg am Wechsel und Feistritz aus Seltenheit einige große Mikroklinperthite von rosa Farbe, wodurch man auf ein vermutlich größeres Verbreitungsgebiet schließen kann. Diese Färbung weist, wie auf S. 122 näher erklärt werden soll, auf primär ins Kalifeldspatgitter eingebautes Eisen hin, also auf ein Wachstum in einer höheren Mineralfazies. Die relativ seltene, reliktsch erhaltene Rotfärbung ist wohl am ehesten am Rand des postgranitischen (alpidischen) Metamorphosebereiches der Albitepidotamphibolit- oder Grünschieferfazies erhalten geblieben. Dort war dann die Metamorphose anscheinend zu schwach oder zu kurz wirksam, um das Fe in andere Silikate einzubauen. — An eine höher temperierte Vergangenheit dieses Gesteins erinnert außerdem die Ausbildung der (201)-Fläche, die sich im unregelmäßigen Überlappen der Hälften von Karlsbader Zwillingen bemerkbar macht (Vgl. S. 109) und auch dort noch recht allgemein zu finden ist, wo die Kalifeldspate weiß sind. Besonders gestützt wird jedoch die Annahme der höher temperierten Entstehungsbedingungen des Mürztaler Grobgnaises und seiner Äquivalente außerdem durch eine Angabe von J. Stiny, daß bei den Plagioklassen neben dem vorherrschenden (gefüllten) Albit auch „Mischungsprodukte gegen Oligoklas und Oligoklas-Andesin hin“ auftreten, die ihre Bildung bestimmt einer wärmeren als der Grünschieferfazies verdanken, die R. Schwinner (siehe oben) als für die Granitisation bezeichnende Fazies angesehen hat.

Die weite Verbreitung von Kalifeldspaten, die wegen der Füllungserscheinungen (Frasl, 1953) ebenso auf eine hochtemperierte Wachstumsphase hinweisen¹⁾, läßt es nun weit wahrscheinlicher erscheinen, daß die Masse des Mürztaler-Aspanger Granitgneises früher ein Granit war, dessen Hauptkristallisation aus der Schmelze in die Amphibolitfazies oder in eine noch heißere Fazies zu stellen ist, und daß erst nachher eine fast lückenlose Umwandlung in einen der Albitepidotamphibolitfazies bis Grünschieferfazies (Epizone) angepaßten Mineralbestand erfolgte. Auch beim Mürztaler-Aspanger Granitgneis und in dessen Umgebung kann man also eine Trennung in zumindest eine alte und eine junge Kristallisationsphase durchführen und damit eine Parallele zu dem von P. Bearth 1952 im Monte Rosa-Gebiet demonstrierten Beispiel schaffen.

Auch der Hundsheimer Granit (P. Richarz), der schon mehr zu den Karpathen gehört, schließt sich der übrigen Masse der österreichischen Granite in bezug auf das Anlagerungsgefüge der Plagioklasseinschlüsse in Kalifeldspaten an. Im vorliegenden Schliß ist nämlich der Randbereich eines mindestens 1 cm großen Kalifeldspats gerade derartig erhalten, daß man eine sehr strenge Regelung der Einschlüßplagioklasse mit (010) // (001) des Wirts erkennt. Die dicktafeligen Einschlüsse sind hier im Durchschnitt 0.7 mm lang. Da sie noch dazu stark mit Klinozoisit gefüllt sind (Frasl, 1953) und auch

¹⁾ Es soll hier nur an die mikroskopische Charakteristik des „Wenigzeller Granits“ von R. Schwinner (1932) erinnert werden, worin schon angegeben wird, daß die im Kalifeldspat eingeschlossenen, idiomorphen Plagioklasse gefüllt sind, und daß im Kalifeldspat auch „spärlich, aber nie fehlend und mit einiger Regelmäßigkeit orientiert Glimmerschüppchen (0.002—0.01 mm)“ auftreten. Eine genaue mineralogenetische Deutung dieser Erscheinungen wurde jedoch nicht versucht. — Auch Schwinner war sich übrigens der Zusammengehörigkeit des Wenigzeller und Mürztaler-Aspanger Granits voll bewußt.

der Kalifeldspat Füllungserscheinungen zeigt, ist das Bild völlig abgerundet und man kann auch hier auf eine heiße schmelzfüssige Entstehungsphase schließen, der eine epimetamorphe Phase gefolgt ist.

Das Hasentalporphyroid wurde von H. P. Cornelius 1938 beschrieben, u. zw. aus dem Gebiet südlich von Steuhaus am Semmering (Steiermark). Es liegt im selben tektonischen Komplex wie die Mürztaler-Apsanger Granitgneise und hat daher auch ungefähr entsprechende Füllungserscheinungen in seinen Feldspaten. Die Regelung der Einschlüsse ist in einigen der idiomorphen Kalifeldspate des Originalfundpunkts recht gut, und Einschlußplagioklase bis 1.5 mm Länge sowie Biotite mit 1 mm Durchmesser sind mit ihrer größten Fläche // zu (010) des Kalifeldspats eingewachsen; in anderen Fällen sind speziell die kleinsten Einschlußplagioklase scheinbar regellos eingeschlossen. Bei den Kalifeldspaten ist die $\bar{2}01$ -Fläche ausgezeichnet entwickelt und daher auch die Zwillingsnaht bei den einander übergreifenden Karlsbader Zwillingen vielfach gekrümmt und abgewinkelt.

Das Hasentalporphyroid ist für uns deshalb beachtenswert, weil in Österreich Ergußgesteinsabkömmlinge mit großen Kalifeldspat-Einsprenglingen sehr selten sind, und weil man an diesem Beispiel wieder sehen kann, daß in der Hauptsache nur die morphologischen Erscheinungen heute noch die Abkunft aus einer Schmelze bezeugen, während alles andere — die Optik, die Perthitentmischung und die Füllung der Feldspate, die Myrmekitisation (Cornelius), sowie die Serizitbildung in dem verschieferten Grundgewebe — am ehesten die Metamorphosebedingungen charakterisiert, aber mit Ausnahme der Feldspatfüllung kaum Anhaltspunkte für die Identifizierung des Ausgangsmaterials liefert.

Während uns das Vorkommen von geregelten Einschlußplagioklasen in den idiomorphen, rötlichen Kalifeldspaten des Hornblende-Granitits von Eisenkappel (Dinariden, S-Kärnten) nicht weiter zu wundern braucht — hier hat meines Wissens noch niemand an der schmelzfüssigen Vergangenheit gezweifelt —, ist es in Augengneisen der Silvretta im Grenzgebiet von Tirol—Vorarlberg und der Schweiz höchst bemerkenswert. Diese Augengneise lassen sonst kaum einen Rückschluß auf das vor-metamorphe Ausgangsmaterial zu. Hier sind Augen bis 1 dm Größe keine Seltenheit. Untersucht wurden Augengneise zwischen dem Vermunt-Stausee und dem Silvretta-Stausee im obersten Illtal und besonders solche von der Grenzscharte östlich des Piz Buin. Dort sind die wenigen, bis 2 mm großen Einschlußplagioklase oft mit (010) // zu (010) des Kalifeldspatwirts geregelt. Der Kalifeldspat zeigt außerdem oft krumme Zwillingsnähte und schwache Füllungserscheinungen (Frasl, 1953). Er ist meist ein grober Aderperthit, der eine scharfe Mikroklingitterung aufweist und auch eine Neigung zur Ausbildung von einfachem Mikroklin besitzt (S. 111; Abb. 6, Tafel VIII). Wie schon die Bildung von einfachem Mikroklin neben anderen Erscheinungen (wie z. B. verbogene Spaltflächen) besagt, liegt hier ein stärkst strapazierter Kalifeldspat vor, und man kann es als großen Erfolg der hier aufgezeigten, einfachen Betrachtungsmethoden bezeichnen, daß die wenigen Einschlußplagioklase einiger Kalifeldspat-äugen schon die Annahme eines zumindest teilweise schmelzfüssigen Ausgangsmaterials erlauben, welches dann vielleicht ähnlich wie der Weinsberger Granit ausgesehen haben mag und erst nachträglich verschiefert wurde. — So wie bei dieser dürftigen Entwicklung der Erscheinung erst

ein planmäßiges, längeres Suchen einige Kalifeldspate mit deutlichen Einschlußplagioklassen ans Licht brachte, so wird man auch andere Augengneise in Zukunft genauest auf geregelte Plagioklaseinschlüsse absuchen müssen, um gerade bei stärkstem Schiefergefüge noch Schlüsse auf das Ausgangsstadium ziehen zu können. Wäre nämlich die Bedeutung der Regelung der Einschlußplagioklase nicht schon vorher aus vielen Beobachtungen in anderen Granit- und Gneismassen bekannt gewesen, die wenigen Stücke der Einschlußplagioklase wären gar nicht extra gesucht und daher auch nicht gefunden worden.

Überblickt man die Regelungserscheinungen bei Einschlußplagioklassen in Kalifeldspaten, dann kann man zwei Regelungsprinzipien unterscheiden: 1. die Regelung nach der Korngestalt und 2. die Regelung nach dem Kornbau (Sander). In allen Fällen ließ sich die Regelung mit den Prinzipien des Anlagerungsgefüges vereinen, so daß man allgemein eine geregelte Anlagerung fertiger Plagioklase an einem mit glatter, idiomorpher Oberfläche wachsenden Kalifeldspat und deren nachherigen Einschluß in den Kalifeldspat als Gestaltungsvorgang annehmen kann. In den angeführten Gesteinen werden die geregelten Einschlußplagioklase bis 11 *mm* lang (Weinsberger Granit; S. 98); meist sind sie jedoch um 1 *mm* groß, in Porphyrgraniten ebenso wie in entsprechenden Ergußgesteinen, und in den aus beiden hervorgegangenen kristallinen Schiefen. Gesteine syenitischer Zusammensetzung lassen genau dasselbe erkennen. Im allgemeinen kann man auf Grund der Größe der geregelten Einschlußplagioklase, die unbedingt vor ihrer Anlagerung eine Drehung erfahren haben müssen, erkennen, wie groß das Mindestausmaß der schmelzflüssigen Phase im Gestein zur Zeit des Kalifeldspatswachstums war. Man kann aber annehmen, daß in der Regel ein viel größerer Anteil des Gesteines flüssig war, da ja auch echte Ergußgesteine nur millimetergroße und dabei geregelte Einschlußplagioklase führen. Auf Grund der Strenge der Einschlußregelung läßt sich überdies ersehen, in welchem Bewegungszustand der Schmelzfluß sich zur Zeit der Kalifeldspatkristallisation befand: unter optimaler Ruhe können sich bis 1 *cm* große Plagioklase hauptsächlich achsenparallel anlegen, bei zunehmender Turbulenz der Schmelze wird diese Regelung durch die einfachere Regel nach der Korngestalt ersetzt, es werden weniger Einschlüsse geregelt, und schließlich erfahren die Einschlüsse überhaupt keine Regelung mehr. Mit der Unruhe im Schmelzfluß nimmt wohl in der Regel auch der oszillierende Zonarbau beider Feldspate zu.

Die Gründe für diese Anschauung wurden in der Hauptsache in den vorzüglichen Beispielen aus dem Augengneis vom Mureck (S. 88) und dem Weinsberger Granit (S. 98) vorgelegt.

Die Regelung der Einschlußplagioklase ist das wichtigste, weil am besten nachprüfbar und bei der Metamorphose widerstandsfähigste Anzeichen für die Entstehung der betreffenden Kalifeldspate aus einer Schmelze.

Die Verzwilligung

ist in vielen Fällen abhängig von der Kristalltracht der Einzelkristalle, besonders bei der Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz, das hier als einziges besprochen werden soll. Diesbezüglich hat A. Köbler in der

Nachfolge von H. Tertsch (1936) den Zusammenhang zwischen Ausbildung und Wachstumsbedingungen folgendermaßen klargestellt (Köhler, 1948): „Bei diesem Zwilling ist auf die Art der Verwachsung zu achten; ist sie bei größeren Kristallen infolge des Übergreifens der y über P des benachbarten Individuums unregelmäßig, so ist das Wachstum offenbar in heißen Schmelzflüssen erfolgt. Bei pegmatitischen Kalifeldspaten ist die Zwillingsgrenze haarscharf die M , da die übergreifende y -Fläche fehlt.“

Da der Verlauf der Zwillingnaht meist schon mit freiem Auge auf den Handstücken, also gleich bei der geologischen Felduntersuchung erkannt werden kann, gehört sie ebenso wie die Tracht zu jenen Eigenschaften, denen der kartierende Geologe in Zukunft mehr Beachtung schenken sollte. Der Verlauf der Verwachsungsgrenze kann zwar vorläufig, solange darüber nicht viel mehr Beobachtungsmaterial vorliegt, nur als ein erster Anhaltspunkt für die Unterscheidung von schmelzflüssiger oder metasomatischer Entstehung des Feldspatkorns und damit auch des Gesteins gewertet werden. Im Verein mit anderen feineren Beobachtungen aber, wie besonders der soeben beschriebenen Regelung der Einschlußplagioklase, die allerdings manchmal erst mikroskopisch erkennbar ist, ist sie geeignet, das Bild abzurunden, die Diagnose zu bekräftigen und den Bereich gleicher Wachstumsbedingungen im Felde fürs erste abgrenzen zu helfen.

Bei meinen seit 1948 auf dieses Merkmal gerichteten Beobachtungen in den verschiedensten hiehergehörigen Gesteinen ist mir kein Fall untergekommen, der gegen die von Köhler angezeigte Regelmäßigkeit verstoßen würde; und bei etlichen Gesteinen, deren Genese von mehreren Autoren verschieden, magmatisch oder petroblastisch gedeutet wurde, fanden sich, falls eine Überlappung der Zwillingshälften auftrat, auch immer noch andere Eigenschaften, die zwar vielfach erst unter dem Mikroskop erkennbar waren, aber doch in allen Fällen auf die Mitwirkung einer gewissen Menge heißen Schmelzflusses hinwiesen. — Hier seien als solche Beispiele von Gesteinen, bei denen ich die übergreifende Verwachsung der nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Kalifeldspate beobachtete, genannt: in der Böhmisches Masse in erster Linie der Weinsberger Granit von Schwertberg, in gewissen Teilen jener von Landshaag ober Linz an der Donau, von Ellingberg bei Neustadt und von Freistadt; dann der Rastenberger Granit von Ottenstein am Kamp (Niederösterreich), dieser übrigens auch in jenen Kalifeldspateinsprenglingen, die in basischen Schollen eingebettet sind; der Rastenberger Granit von Echtsenbach; schließlich der Eisgarner Granit von Aalfang. Vom NO-Sporn der Zentralalpen seien genannt: der Aspanger Granit (über dem Hießbergstunnel, bei Feistritz und bei Mönichkirchen) sowie der Mürztaler Granitgneis. Zum selben tektonischen Bereich gehört auch das Hasentalporphyroid von Steinhaus am Semmering. In den Hohen Tauern wurden solche Verwachsungen im Porphyroidgneis und Porphyrganitgneis vom O-Ende der nördlichen Sulzbachzunge und in einem Porphyroidgneis am N-Rand der Habachzunge (Habachtal; Brücke 1107 m, und Zwölfer; Frasl, 1953) gefunden. Außerdem im Porphyrganitgneis der Habachzunge nördlich vom Foiskar Kogel (Untersulzbachtal), im Knappenwandgneis am N-Rand der südlichen Sulzbachzunge und im Gneis vom O-Ende des Ahorn Kernes (Wimmertal, Gerlosgebiet); im Granitgneis des Granatspitz Kernes (Material der Sammlung H. Holzer), im Porphyrganitgneis des Sonnblick Kernes (Zirmseekar, gegenüber Schloß

Groppenstein, und beim Krumlkees) und schließlich in gar nicht so geringer Zahl im Porphyrygranitgneis des Hochalm Kernes (Großellendkees), des Ankogel Kernes (Tauernunnel-S-Portal) und Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens bei Gastein. In dem nach Kober zum ostalpinen Altkristallin gerechneten Augengneisen von Umhausen im Ötztal, von Groß-Rasen im Antbolzer Tal und vom Vermunt-Stausee bei Partheuen in der Silvretta-Gruppe wurden die übergreifenden Verwachsungen der Kalifeldspatzwillinge ebenso beobachtet. — In diesem Zusammenhang gebe ich gerne zu, daß diese Erscheinung aus vielen dieser Gesteine schon längst bekannt ist. Mir ging es dabei auch nicht um die erste Entdeckung neuer Vorkommen, sondern nur um einen ungefähren Überblick über die Weite der räumlichen Verteilung dieser Erscheinung, sowie über die Regelmäßigkeit einer Koppelung mit anderen petrogenetisch auswertbaren Merkmalen.

Daß auf einer Gesteinsbruchfläche neben Querschnitten mit einer unregelmäßig verlaufenden, auch hakig verwinkelten Zwillingsnaht auch solche Individuen zu sehen sind, deren Zwillingsnaht völlig gerade verläuft, ist noch lange kein Beweis für ein Nebeneinandervorkommen von Kalifeldspaten verschiedener Bildungsart. Dieselben krummen und geraden Näbte kann man nämlich auch in sicheren Ergußgesteinen nebeneinander finden, es kommt hier wie dort ja nur darauf an, wo die einzelnen Feldspatzwillinge in jedem Falle geschnitten sind: entweder bei den Enden, wo sich Überlappungen auszubilden pflegen, oder mehr in der Mitte, etwa senkrecht zur c-Achse.

Die optische Orientierung — Die Perthitisierung

Zur Erkennung der optischen Orientierung ist es bei den oft beschränkten technischen Hilfsmitteln des kartierenden Geologen wohl am einfachsten, die großen Kalifeldspate möglichst // zu den ohnehin besten Spaltflächen nach (001) zu schleifen. In Schliften // (001) sieht man ja bekanntlich die Mikroklingitterung am besten, und die Auslöschungsschiefe auf dieser Fläche ist bestimmend für die Unterscheidung zwischen Orthoklas (+ Sanidin und Adular), triklinisiertem Orthoklas und Mikroklin. Der Begriff „triklinisierter Orthoklas“ wurde von G. M. Paraskevopoulos (1953) übernommen, da jene dieser Bezeichnung entsprechenden Typen sehr oft in den hier untersuchten, orientierten Schliften zu finden waren. Er versteht darunter Wesentlich-Kalifeldspate, deren Auslöschungsschiefe auf (001) zwischen der Geraden des Orthoklases und der etwa 15—20° betragenden des Mikroklin liegt, die weiters eine ganz feine oder gar keine Gitterung erkennen lassen, und in denen die Auslöschungsschiefe auf (001) variiert und bis auf 0° herunter geht. Der „triklinisierte Orthoklas“ entspricht etwa dem „flauen Mikroklin“ von F. Becke, ist aber unter anderem röntgenographisch besser untermauert. Er bildet das natürliche Bindeglied zwischen Orthoklas und Mikroklin, wobei die Triklinisierung des Orthoklases ein nachträglicher Akt zu sein scheint, der langsam verläuft und bis zur Mikroklinisierung führt (Paraskevopoulos). Schließlich ist auch nach F. Laves (1950) die gitterartige Struktur der typischen Mikrokline nicht primär, sondern nur dadurch entstanden, daß ursprünglich im gesamten monokline Symmetrie vorlag (Paraskevopoulos).

Nach eigenen Beobachtungen stellt des weiteren der einfache Mikroklin — der zumindest über größere Felder eine einheitliche Auslöschungsschiefe von 15 bis 20° auf (001) und höchstens wenige in Zwillingstellung befindliche, anders auslöschende Lamellen oder Felder besitzt und im Idealfall ganz einheitlich auslöscht — bei den hier untersuchten großen Kalifeldspaten einen Höhepunkt der Umwandlung aus einem monoklinen Ausgangsfeldspat war. Seine Entstehung aus letzterem ist hier am besten durch einen Ausgleich von Spannungszuständen vermittelt radikal durchgreifender Rekristallisation zu erklären. Diese Rekristallisation scheint überdies öfters mit einer chemischen Reinigung zusammenzuhängen, wobei die im Orthoklas meist anzutreffende Trübung ganz verschwindet und die einfachen Mikrokline unter dem Mikroskop, aber auch bei der Betrachtung mit freiem Auge in sehr vielen Fällen auffallend klar ausseben. Der Zonarbau ist bei ihnen in der Regel schon völlig ausgelöscht; am ehesten können noch geregelte Plagioklaseinschlüsse auf zumindest teilweise schmelzflüssige Ausgangszustände hinweisen. Dies ist z. B. in den Augengneisen der Silvetta-Gruppe vom Vermunt-Stausee und östlich vom Piz Buin der Fall (vgl. S. 107), wo auch die oft zu beobachtenden krummen Verwachsungsflächen, wie im vergangenen Kapitel dargestellt, als reliktsche Anzeichen schmelzflüssiger Herkunft anzusehen sind.

Die vorgelegte Deutung der einheitlich schief auslöschenden, einfachen Mikrokline schließt sich in der Hauptsache an Erfahrungen und Ideen A. Köhlers (1948, S. 58) über die völlige Umkristallisation von feinkörnigen Granitgneisen bei niedriger Temperatur an. Nach Köbler tritt nämlich bei sehr starker Durchbewegung und vollkommener kristalloblastischer Erneuerung des Feldspats eines Granitgneises bei mäßigen Temperaturen der oberen Zonen die perthitische Entmischung nur scheinbar zurück: In Wirklichkeit würde sich die Albitsubstanz nach Tunlichkeit ganz vom Kalifeldspat trennen und die Tendenz zur Ausbildung getrennter Kornaggregate bestehen, „wobei die Gitterung des Mikroklin die verschwommene Struktur verliert und gröber wird — kleinere Körner sind augenscheinlich überhaupt sogenannte einfache Mikrokline — ...“. Die somit von Köhler angenommene Austreibung der Albitsubstanz ist sicherlich auch für die großen, augenbildenden einfachen Mikrokline anwendbar.

E. Mäkinen (1912) und P. Eskola (1951) kamen bezüglich der einfachen Mikrokline zu einer anderen genetischen Auffassung. Mäkinen und Eskola seben den unverzwilligten Mikroklin als primäre Phase der Kalifeldspate der Gneise und Pegmatite an und glauben, daß sich die stellenweise ansetzende Mikroklingitterung hierin ebenso sekundär entwickelt hat, wie im primären Orthoklas anderer Gesteine. Dieser Auffassung kann ich mich für die unten angeführten Beispiele aus dem österreichischen Raum schon deshalb nicht anschließen, weil die einfachen Mikrokline hier besonders an solchen Stellen vorkommen, die auch aus anderen Gründen auf eine starke Durchbewegung oder Pressung nach der Entstehung der Kalifeldspate schließen lassen, wie z. B. in den Granitgneisanteilen der stark laminierten „Modereck—Rote Wand-Gneisdecke“ (s. u.), aber nur ausnahmsweise in den unverschieferten Graniten des Waldviertels. In letzteren aber bilden sie am ehesten Randteile von großen Kalifeldspaten, u. zw. besonders an jenen Stellen, wo anschließend

die scharfe Gitterung durch eine mechanische Störung etwas verbogen erscheint.

Das Auftreten von einfachem Mikroklin neben normalem, scharf gegittertem Mikroklin, wurde an verschiedenen Punkten Österreichs erkannt, insbesondere in jenen Gesteinen, die nach Kober zum ostalpinen Altkristallin gezählt werden (Augengneis der Silvretta-Gruppe; von Umhausen im Ötztal; von Groß-Rasen im Antholzer-Tal, N-Italien). Aus dem Pegmatit im Seebacher Granit von Markogel bei Villach wurde er bereits von Angel-Clar-Meixner 1953 angegeben. Er tritt aber auch im Pennin auf, so z. B. im Granitgneis der „Modereck—Rote Wand-Gneisdecke“ beim Fleißtal-Eingang, Heiligenblut; sowie in einer tektonisch stärkst strapazierten Granitgneislamelle auf den Weixelbachalmen bei Fusch an der Glocknerstraße (Frasl, 1953/b). Einheitlich schiefe Auslöschung zeigte auch z. B. eine randliche Partie eines großen, ansonsten grob gegitterten Kalifeldspats aus dem Weinsberger Granit von Schwertberg (Oberösterreich). — Die schönsten Beispiele unter diesen Proben stammen vom erstgenannten Fundort (Abb. 6, Tafel VIII).

Aus dem spärlichen, daraufhin durchgesehenen ausländischen Material wurde schön ausgebildeter einfacher Mikroklin nur im Albulagranit von Preda (Oberengadin, Schweiz) gefunden. Herr Kollege Dr. W. Medwenitsch hatte die Güte, mir eine Probe von diesem Material abzutreten.

Das Maß der Triklinisierung ist, nachdem wir dieselbe als sekundär ansehen, ein Maßstab für den Unterschied der ptx-Umstände zwischen Ausgangs- und Endzustand des Kristallisationsablaufes, sowie für die Intensität der Metamorphose, welche das Gestein durchlaufen hat. Soviel ist ganz sicher: das Vorhandensein trikliner Optik kann den aus der Beobachtung von z. B. oszillierendem Zonarbau und der Einschlußregelung eventuell sich ergebenden Nachweis des Wachstums des betreffenden Kalifeldspats in einer Schmelze niemals aufheben.

Die Perthitusbildung, die in den hier untersuchten Wesentlich-Kalifeldspaten immer wieder in variabler Stärke und Art auftritt, wird in allen Fällen mit A. Köhler (1928) als sekundäres Produkt, als Entmischungserscheinung aufgefaßt. Wenn diese Erklärung auch sicherlich nicht in jedem Fall beweisbar war, so hat man doch in gewissen Fällen gute Anhaltspunkte dafür. So ist z. B. auf der Abb. 4, Tafel VIII, gut erkennbar, daß die Perthitadern mit Annäherung an die // (010) geregelten Einschlußplagioklase schwächer werden und dann vor Erreichung der Plagioklase überhaupt aussetzen; die Bildung der Perthitadern ist also offensichtlich u. a. von der Entfernung von den Einschlußplagioklassen abhängig; d. h. aber, daß der Kalifeldspat mit den eingeschlossenen Plagioklassen schon praktisch in der vollen Größe vorgelegen haben muß, bevor die perthitische Aderung erfolgte. Man kann sich nämlich kaum vorstellen, daß ein unter gleichzeitiger Ausscheidung der Perthitadern wachsender Wesentlich-Kalifeldspat — ein solches Wachstum nehmen z. B. Perrin & Roubolt an — schon im vorhinein auf die sich später außen irgendwo anlegenden Plagioklase durch vorheriges Abstellen der Aderbildung reagiert. Daß aber die Einschlußplagioklase sich in fertigem Zustand an die jeweiligen Wachstumsflächen des Wesentlich-Feldspats angesetzt haben und von

diesem umwachsen wurden, kann man nach der Erkennung der vorzüglichen Regelung der Einschlüsse nach der Korngestalt // zu allen Flächen des Kalifeldspatkornes [(001), (010), ($\bar{2}$ 01), (110), (1 $\bar{1}$ 0)] und des reliktsch angedeuteten Zonarhauses mit gutem Gewissen annehmen. Das in der Nähe der Plagioklase ausgesparte Adermaterial, nämlich die Alhitzsubstanz, dürfte sich am ehesten bei dem allgemeinen Umstehen der Feldspate — also nachträglich — an die Plagioklaseinschlüsse angelagert haben und nun den z. B. bei A deutlich sichtbaren klaren, ungefüllten Rand derselben Plagioklase bilden. Die Lamellierung der Grundplagioklase war dabei wahrscheinlich ausschlaggebend für die lokale Gitterorientierung in den Anwachsrandern, so daß die Lamellen des Grundplagioklases in den ungefüllten Anwachsrand hinein durchlaufen. Zu ähnlichen Ergebnissen bezüglich der Bildung der klaren Randzone kam auch O. F. Tuttle, 1952.

Ein anderes Beispiel des Aufhörens der Perthitadern in der Nähe von Einschlußplagioklasen sei deshalb erwähnt, weil in diesem Fall das Absetzen der Aderbildung und die Bildung von klaren, sauberen Ränderu von der gleichen Dicke, die sonst die Adern erreichen (0.1 mm), um die Einschlußplagioklase noch viel eindrucksvoller ausgebildet ist; hier ist jedoch die Regelung der Plagioklase etwas weniger straff. Diese Probe stammt aus dem Eisgarner Granit von Litschau (vgl. S. 103) im niederösterreichischen Waldviertel, während die erstgenannte, und auf Abb. 4, Tafel VIII, gezeigte Probe dem Augengneis vom östlichen Ausläufer des Sonnblick Kernes (Hohe Tauern) entnommen ist. Schon daraus sieht man, daß dieser Nachweis der Perthitmischung in heute ganz verschieden aussehenden und auch tektonisch ganz getrennten Großeinheiten angehörenden Gesteinen möglich ist.

Bei der Frage nach der Bildung der Perthite sollte man außerdem noch zwei Umstände nicht außer acht lassen:

1. Das Zusammenvorkommen der Perthitverwachsung mit solchen Wachstumsanzeichen an ein und demselben Kalifeldspatkorn, die — wie z. B. die Regelung der Einschlußplagioklase — eine Entstehung aus dem Schmelzfluß und bei hoher Temperatur voraussetzen. In diesem Falle kann die perthitische Aderung unter keinen Umständen mehr als ein Hinweis auf ein gleichzeitiges Sprossen von Kalifeldspat und Natronfeldspat in inniger Verwachsung bei niedriger Temperatur gedeutet werden — denn damit ließe sich die Herandrehung der geregelten Einschlüsse an die idiomorphen Wachstumsflächen niemals vereinigen —, sondern nur als Anzeichen einer metamorphen Überprägung an einem alten Schmelzflußfeldspat. Diese Überprägung resultiert aus der Anpassung an kältere Umweltsbedingungen (bei denen außerdem das Natrium zum Teil auch erst nachträglich in das Feldspatgroßkorn eingewandert sein kann).

2. Dieselbe mindestens zweiphasige Ableitung der Feldspatentstehung gibt es auch für jene oszillatorische Zonarperthite, bei denen sich auf Grund der Eigenart des Aufbaues der einzelnen natronreichen Rekurrenzen ein amöboides Sprossen entlang von Korngrenzen in fester Umgebung abschließen läßt und ein Wachstum in einer schmelzflüssigen Umgehung anzunehmen ist, wie schon am Beispiel der Zonarperthite gezeigt wurde (S. 81 ff.). Auch da kann die Existenz der Perthitverwachsung nur auf eine Entmischung zurückzuführen sein.

Der Achsenwinkel

ist nicht in allen Fällen für die Wachstumsstände von Kalifeldspat-Großkörnern charakteristisch. Er ist es jedenfalls dann, wenn er klein ist. Dann liegt ja erfahrungsgemäß eine höhertemperierte Form vor. Es liegt aber klar auf der Hand, daß der Achsenwinkel sich verändert, sobald ein derartiger, ursprünglich hochtemperierter und homogener Wesentlich-Kalifeldspat zum Perthit entmischt wird oder das zuerst isomorph eingebaute Na (Ca, Ba, Fe) völlig aus dem Korn ausgetrieben wird, also der Feinbau sich ändert. Daher ist ein großer Achsenwinkel nur ein Anzeiger für die Umweltsbedingungen während der letzten, den Gitterbau noch beeinflussenden Phase, und es ist ganz gleichgültig, ob das Korn z. B. aus dem Magma stammt, sein Feinbau aber (wie z. B. in den Hohen Tauern) etwa der Albitepidotamphibolitfazies angepaßt wurde, oder ob dieses Korn unter diesen niedrigfaziellen Umständen gesproßt ist. Ein großer Achsenwinkel kann also z. B. in den Tauern nicht als Argument gegen die Reliktnatur eines Feldspatkornes verwendet werden. Ch. Exner schreibt diesbezüglich schon in seiner umfassenden Arbeit über die Tektonik und Feldspatausbildung in den östlichen Hohen Tauern (1948/a, S. 272): „Die Größe des Achsenwinkels $2V\alpha$ der Kalinatronfeldspate in ähnlichen Gesteinen ist ein für den Geologen zur Beurteilung der faziellen Verhältnisse während der letzten, mit Kristallisationen (einschließlich Rekrystallisationen) der Kalinatronfeldspate verbundenen Gesteinsprägung sehr wichtiger Wert.“ (Im Original nicht gesperrt.)

Erfolgversprechend erscheint mir nebenbei eine nähere Untersuchung über den Zusammenhang des Auftretens sehr großer Achsenwinkel, ja von Isomikroclin — also von Kalifeldspaten mit $2V\alpha$ über 90° — einerseits, und des Auftretens von einfachem Mikroclin andererseits. Beide dürften dieselbe Wurzel besitzen.

Das Auftreten von Füllungsmineralien in Kalifeldspaten und die petro-genetische Deutung dieser Erscheinung

Eine Studie über dieses Thema sowie über die Verbreitung dieser Erscheinung in österreichischen Graniten und Granitgneisen ist erst kürzlich erschienen (Frasl, 1953/c), weshalb es gestattet sei, die Darstellung hier entsprechend kürzer zu halten und einige genauere Erläuterungen und Begründungen wegzulassen.

Über die Füllung von Plagioklasen gibt es eine umfangreiche Literatur. Es ist aber auch kein Wunder, daß diese Erscheinung auffiel, denn die Plagioklasen sind mit Füllungsmikrolithen oft so vollgestopft, daß der Plagioklasuntergrund kaum mehr zu erkennen ist. Einer derart starken Füllung der Plagioklasse ist es z. B. zu verdanken, daß der Umriß und damit die Regelung der Einschlußplagioklasse im Kalifeldspat des Murecks schon bei gewöhnlichem Durchlicht (Abb. 2, Tafel VIII) und Auflicht (Abb. 1, Tafel VIII) so gut in Erscheinung tritt. Solche Plagioklasen sind also im wahrsten Sinne des Wortes an „gefüllt“. Demgegenüber übersah man meist die viel schwächeren Füllungserscheinungen an Kalifeldspaten, da sie sich erst bei starker Vergrößerung dem Beobachter erschließen.

Nur in Anlehnung an die genetisch entsprechenden Füllungserscheinungen im Plagioklas darf man also auch hier von Füllungserscheinungen reden.

Die Blätter von Hellglimmer und die Körnchen oder Spieße von oft nicht mehr näher bestimmbar Mineralien der Epidot-Zoisitgruppe sind relativ dünn gesät und auch sehr klein. Die Körnchen der Epidotmineralgruppe sind meist um 0.005 mm, nur sehr selten finden sich bis 0.06 mm lange Spieße; Glimmer mit 0.15 mm Blättchendurchmesser sind Ausnahmen. Die der Epidotgruppe angehörenden Mikrolithen erwiesen sich vorwiegend als Klinozoisit, und deshalb wird im folgenden immer wieder von Klinozoisit gesprochen, auch wenn wegen der Kleinheit nicht zwischen Epidot, Klinozoisit und Zoisit unterschieden werden konnte. Biotit wurde im Kalifeldspat nur einmal als echtes Füllungsmineral beobachtet. Kalzitflitter wurden, da sie von Verwitterungsprodukten vorläufig ununterscheidbar sind, bisher aus der Untersuchung ausgeschlossen.

Bedauerlicherweise sind mir erst, nachdem die erste die Füllungserscheinungen in Kalifeldspaten betreffende Studie in Druck war, zwei neuere Arbeiten von H. Piller (1951) unter die Hand gekommen, welche die Bildung der Füllungsmineralien insofern in einem etwas anderem Licht erscheinen lassen, als er der Stabilität von Muskowit und auch den Mineralien der Epidotgruppe etwas andere Grenzen zuweist, als ich angenommen hatte. H. Piller hat nämlich auf Grund eingehender Studien über die Verwitterung des Brockengranits gefunden, daß die Hellglimmer im Albit dieses Granits nicht durch Verwitterungslösungen gebildet wurden, sondern daß unter diesen Umständen nur Kaolinit und Hydrargillit im Albit entstehen. Die Hellglimmerbildung steht dort in Verbindung mit hydrothermal-autometamorphen Vorgängen. Während ich 1953 außerdem auf Grund meiner bisherigen Literaturkenntnis der Auffassung war, daß die Epidotmineralien nicht bei der Verwitterung entstehen können, nimmt nun H. Piller einerseits die autometamorphe Bildung von Epidot im Natronfeldspat an, andererseits aber auch die Bildung von Epidot bei der Verwitterung, was mir sehr bemerkenswert erscheint. Trotzdem wäre es übereilt, in allen Klinozoisitmikrolithen nur Verwitterungsprodukte sehen zu wollen. Schließlich kann z. B. der prinzipielle Unterschied zwischen den relativ sehr stark mit Klinozoisit gefüllten Feldspaten in den granitischen Gesteinen des Moravikums und den kaum Klinozoisitmikrolithen enthaltenden Feldspaten in den Graniten des Moldanubikums niemals durch unterschiedliche Verwitterung hervorgerufen worden sein.

Sicherlich sind die Füllungserscheinungen in Kalifeldspaten aufs engste mit den Füllungserscheinungen in Plagioklasen verbunden. Es würde aber den Rahmen dieser Arbeit sprengen, wollte man hier auch auf dieses Thema eingehen und die bisherigen Meinungen über die Entstehung der Plagioklasfüllung entsprechend würdigen. Außerdem kann man aus einer erst kürzlich erschienenen Arbeit von Andreatta (1954) entnehmen, daß eine dieses Thema betreffende Arbeit bereits im Druck ist (C. Andreatta: „Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose.“ — Tschermarks Min. u. Petr. Mitt., 3. Folge, 4, 1954). So kann ich mich in Hinblick auf diese aus der Feder eines jahrzehntelangen Bearbeiters dieses Fragenkomplexes zu erwartende Arbeit auf die Füllungserscheinungen im Kalifeldspat beschränken und das um so mehr, als schon aus dem Vergleich der hier vorgetragenen Meinung mit der kurzen Darstellung der Ansichten

Andreatta (1954) hervorgeht, daß grundsätzlich eine weitgehende Übereinstimmung in der genetischen Auffassung der Füllungserscheinungen besteht. Andreatta sieht, wie vor ihm F. Becke, in den gefüllten Plagioklasen solche Plagioklase, die unter hohen Temperaturen kristallisierten und dann in der Epizone instabil wurden. Andreatta macht hierfür Ionenlösungen verantwortlich.

Die älteste Notiz über Füllungsmikrolithen in Kalifeldspaten ist mir aus dem Jahre 1885 bekannt (H. B. v. Foullon); in neuerer Zeit trugen O. H. Erdmannsdörffer und besonders F. K. Drescher-Kaden zu ihrer Kenntnis bei (vgl. Frasl, 1953/c).

Die Mikrolithen wurden im Kalifeldspat nur bei solchen Gesteinen gefunden, bei denen außerdem auch die Plagioklase gefüllt sind, und auch nur in Perthiten. Die Füllungsmikrolithen sind dabei bloß in gewissen Fällen auf die Perthitadern und die dazwischenliegende Or-Komponente des Perthits in etwa gleicher Weise verteilt; in anderen Fällen sind sie eher in den Adern angereichert und oft sind sie im wesentlichen auf die Adern beschränkt. Bei den beiden letzten Verteilungsarten besteht in der Regel auch eine Beziehung zwischen der Größe der Perthitadern und der Menge und Größe der Füllungsklinozoisite, so daß z. B. in den größten Adern und oft besonders in deren Mitte auch die größten und meisten Klinozoisite sitzen. Oftmals sind z. B. die Klinozoisite, aber auch Kalzitflitter in der Nähe von eingeschlossenen oder anliegenden gefüllten Plagioklasen angereichert, woraus man am ehesten auf eine Wanderung von Ca aus dem sich füllenden, also sich entmischenden Plagioklas (s. u.) in die nächstliegenden Bereiche des Perthits schließen kann. Solche Wanderungen von Ca und scheinbar auch von anderen Stoffen (z. B. Na, Fe, H₂O) über die Grenzen des Kalifeldspats sind besonders in Zeiten der Umkristallisation oder Rekristallisation durchaus anzunehmen (Drescher-Kaden), wobei man nur auf das Beispiel der Einwanderung von Na bei der altbekannten Schachbretthalitisation verweisen muß.

Auf Abb. 12, Tafel X, ist ein unregelmäßig umgrenzter Aderperthit zu sehen, welcher aus dem Porphyrgnitgneis der nördlichen Sulzbachzunge (östlich des Untersulzbachtales, mittlere Hohe Tauern) stammt. In ihm sind zwei gefüllte Plagioklase regelmäßig eingeschlossen: der eine löscht gleichzeitig mit den Perthitadern aus und hat auch sonst die gleiche optische und daher auch kristallographische Orientierung wie die Perthitadern und daher das ganze Perthitkorn; der zweite Einschlußplagioklas liegt mit seinen Zwillinglamellen (Albitgesetz) // zu den Spaltrissen nach (001) des Kalifeldspatwirts und daher auch insgesamt // zu (001) des Wirts. Manche Perthitadern sind nun deutlich in etwa der gleichen Weise mit Klinozoisit und Hellglimmer gefüllt wie die Einschlußplagioklase; ja, in manchen Adern ist gegen den achsenparallel eingeschlossenen Plagioklas auch in dieser Hinsicht kaum eine Grenze zu ziehen. Außerdem sieht man, daß speziell jene Adern eher gefüllt sind, welche in einer Linie mit diesen Plagioklasen liegen, während die übrigen Adern, die offenbar keine direkte Verbindung mit demselben Plagioklaseinschluß haben, praktisch füllungsleer dastehen. — Bei diesem Beispiel ist die gemeinsame Wurzel der Mikrolithenentstehung im Plagioklas und Kalifeldspat nicht zu leugnen, und es besteht auch kein Grund, verschiedene Entstehungszeiten anzunehmen (Drescher-

Kaden hat 1948 die Möglichkeiten der gleichzeitigen, wie auch der ungleichzeitigen Füllungen durchdacht). Ich stelle mir nun vor, daß der größere, möglicherweise auch früher eingeschlossene und vielleicht schon deshalb bereits ursprünglich relativ anorthitreichere Einschlußplagioklas beim Zerfall (Drescher-Kaden) in einem sauren Plagioklas und die Füllungsminerale nebenbei auch z. B. Ca an die Umgebung abgab. Dieses wanderte nach dem Prinzip der Wegsamkeit (Sander) in günstiger gerichtete Perthitadern, wurde dort abgefangen und zur Mikrolithenbildung verwendet, wobei wieder die dicksten Adern stärker gefüllt erscheinen. Auf keinen Fall kann man hier sagen, daß die Plagioklase erst in fertigem, gefülltem Zustand vom Kalifeldspat eingeschlossen wurden (E. Christa, O. H. Erdmannsdörffer u. a.), denn dann müßte man eine zweite Füllungsperiode für den Perthit annehmen, wie auch Drescher-Kaden erwogen hat, und stünde dann vor dem Rätsel, warum in der zweiten Füllungsperiode nur bestimmte Adern gefüllt wurden. — Oder sollte man vielleicht annehmen, die Füllungskörner seien als solche aus dem Einschlußplagioklas ausgewandert? Diese Möglichkeit möchte ich gleich ausschließen.

Nicht nur diese Ca-Einwanderung spielt bei der Entstehung der Füllungsklinozoisite im Kalifeldspat eine Rolle, wahrscheinlich war in anderen Beispielen der ursprüngliche, wenn auch geringe Ca-Gehalt zumindest ebenso wichtig. Es wurde schon in einer anderen Arbeit (Frasl, 1953/c) darauf hingewiesen, daß in der Regel eine auffällige Abhängigkeit der Größe und Zahl der Mikrolithen von der Art und der Herkunft des Ausgangsfeldspats bestehen: „Nehmen wir einmal die verschiedenen Arten von Feldspaten mit Ca-Vormacht in einem beliebigen granitischen Gestein her: z. B. die Albit-(Perthit-)Adern, Albitsäume, Myrmekitplagioklase, Schachhrettalbite, Ränder und Kerne von eingeschlossenen und freien Plagioklaskörnern. Sie alle besitzen heute in Gesteinen mit gefüllten Plagioklasen etwa denselben Anorthitgehalt (vgl. H. P. Cornelius, 1935, und F. K. Drescher-Kaden, 1948), und doch sind die Klinozoisite (Zoisite) immer in jenen Plagioklaskornarten und an jenen Stellen im Feldspatkorn wesentlich stärker ausgebildet, die auch in sonst entsprechenden, aber noch auf die Amphibolitfazies eingestellten und daher füllungsfreien Graniten oder Granitgneisen jeweils Ca-reicher sind. So sind die Kerne der freien wie auch der eingeschlossenen primären Plagioklaseneration, die in der Amphibolitfazies etwa 20—35% An besitzen, im Falle der Füllung immer besonders dicht und grob gefüllt, während die übrigen oben erwähnten Plagioklaskornarten, die auch in füllungsfreien Gesteinen meist viel weniger als 15% An enthalten, ganz schütter „gefüllt“ oder auch ganz leer sind.“ — Aber auch im Falle, daß die Anhäufung der Füllungsklinozoisite im wesentlichen ein Abbild des ursprünglichen Ca-Gehaltes an der betreffenden Stelle des Feldspats darstellt, ist nebenbei eine Ca-Wanderung über ganz geringe Weiten (meist Teile eines Millimeters) möglich und auch anzunehmen. Aus diesem Grunde sind wohl so selten derart ideale Füllungs-zonen zu sehen, wie die z. B. von A. Bianchi und Gb. Dal Piaz abgebildeten, die nur als getreue Abbilder von primären basischen Rekurrenzen angesehen werden können. Derartige Feinheiten werden eben beim Füllungsvorgang meistens nur undeutlich übernommen.

Bei der Annahme, daß in der Hauptsache das nach der Kalifeldspatbildung eingewanderte Ca für die Füllung der Feldspatkornarten mit

Klinozoisit verantwortlich wäre, könnte man übrigens auch nicht erklären, wieso die Kerne der einzelnen in einem einzigen großen Kalifeldspat eingeschlossenen Plagioklase oft ganz verschieden dicht gefüllt sind, wie etwa im Beispiel des Mureckgneises (Abb. 2, Tafel VIII). Auch da ist offenbar der primäre Ca-Gehalt des Plagioklases für die Füllungsichte ausschlaggebend gewesen, und schon aus diesem Grund sind für das Plagioklaswachstum mindestens Temperaturen der Amphibolitfazies erforderlich gewesen, ganz abgesehen davon, daß ja in diesem Beispiel eine Regelung der Einschlußplagioklase in einem flüssigen (schmelzflüssigen) Medium stattfand (vgl. S. 91). — Wenn die Bildung der Füllungaklinozoisite auf dem lokalen Ca-Gehalt basiert, dann ist es auch sofort verständlich, warum diese sich zum Beispiel in vielen Proben besonders reichlich und groß an den dicksten Stellen der Perthitadern finden, und auch da in deren Mitte. — Die ganz entsprechende, regelmäßige Anhäufung in der Mitte der breitesten Stellen ließ sich übrigens auch bei „gefüllten“ Albitsäumen beobachten.

Eine Übernahme der Füllungsmikrolithe aus dem Grundgewebe bei einem amöboiden Wachstum der Kalifeldspate ist zwar in gewissen Fällen und in geringem Maße denkbar, diese Möglichkeit hat aber in allen von mir beobachteten Fällen von „Füllungerscheinungen“ in Kalifeldspaten meiner Meinung nach keine Bedeutung. Eine derartige Entstehung ist nämlich auf keinen Fall in solchen Kalifeldspaten anzunehmen, welche durch andere Eigenschaften als Schmelzflußkristallisate gekennzeichnet sind, oder in Kalifeldspaten, bei denen die Füllungerscheinungen auf die Perthitadern beschränkt sind, weil ja diese Adern selbst erst durch die Entmischung eines im wesentlichen fertigen, homogenen Wesentlich-Kalifeldspats entstanden sind (vgl. S. 112). Man müßte nämlich dann zu folgender unwahrscheinlichen Annahme Zuflucht nehmen, daß die zuerst wohl gleichmäßig im homogenen Ausgangsfeldspat verteilten Grundgewebeeinschlußkörner bei der Perthitisierung innerhalb des festen Feldspatkorns gewandert seien.

Eine zonare Anordnung der Füllungsmikrolithen als Abbildung von einem ursprünglichen Rekurrenzenbau des Feldspats, wie sie von den gefüllten Plagioklasen her bekannt ist und wohl am schönsten von A. Bianchi (1934) abgebildet wurde, ist mir beim Kalifeldspat noch nicht bekanntgeworden. Dagegen konnte auch im Kalifeldspat eine Regelung der Hellglimmer-Mikrolithen gefunden werden (Frasl, 1953), u. zw. // zu (001) und (010) sowie der Murchisonitebene (Augengneis von Umhausen im Ötztal; Granitgneis vom Ammertaler See, Granatspitzgruppe, Hohe Tauern). Diese Regelung ist wie beim Plagioklas — in welchem sie hauptsächlich C. Andreatta untersuchte und genetisch deutete (C. Andreatta, 1933, 1934, 1954) — nicht als Anwachsregelung zu erklären, sondern hängt vielmehr offensichtlich von gewissen Gitterebenen (Spaltebenen) im Inneren des fertigen Kristalles ab (Frasl, 1953). Die Glimmerblättchen durchziehen nämlich das ganze Feldspatkorn in gleicher Orientierung wie die Spaltflächen, dagegen haben sie sich offensichtlich nie um die jeweilige Oberfläche des wachsenden Feldspats gekümmert. Eine Beeinflussung der Regelung der Glimmermikrolithen durch die im Gestein vorhandenen Flächen- und Achsentektonik möchte ich hier — ebenso wie Andreatta 1954 bei den Plagioklasen — nur soweit annehmen, als die verschieden gerichteten Spaltflächen des Feldspats je nach der Richtung der tektonischen Beanspruchung ungleich reagieren werden und daher abwechselnd stärker

oder schwächer von Mikrolithen besetzt sind. Im übrigen treten in Augengneisen in Umhausen im Ötztal als Seltenheit auch in gleicher Weise geregelte Biotitmikrolithen mit bis 0.08 mm Größe im Kalifeldspat auf. Eine entsprechende Beobachtung beim Plagioklas hat E. Christa mitgeteilt (1931, S. 554), wonach der Biotit u. a. mit hauchdünnen Lamellen in die Spaltrisse nach (001) oder mit kurzen Blättchen nach (010) dem Plagioklas eingelagert ist. (Granodiorit vom Schwarzensteinkes, Zillertaler Alpen, Tirol).

Noch etwas sei der Kennzeichnung der Entstehungsbedingungen der Füllungserscheinung in Perthiten vorausgeschickt: Füllungsminerale finden sich auch in solchen Kalifeldspatgroßkörnern, welche im vorhergehenden durch verschiedene andere Anzeichen als typische Schmelzflußeinsprenglinge charakterisiert wurden (sei es z. B. durch geregelte Einschlußplagioklase oder durch rhythmischen Zonarbau). Bei solchen fällt sogleich einmal die Möglichkeit einer Ableitung der Füllungsmikrolithen als Grundgewebs-einschlüsse weg (s. o.). Daß weiters die Epidote und Hellglimmer zuerst im Schmelzfluß herumgeschwommen sind und dann eingeschlossen wurden, wie E. Christa angenommen hat, erscheint heute aus fazziellen Gründen höchst zweifelhaft, auch zeigen die Hellglimmer durchaus kein Anlagerungsgefüge (Sander; s. o. und S. 108). Daher bleibt nur mehr die Entmischung über, um die Füllung dieser Feldspate zu erklären und so hat denn auch einerseits besonders E. Weinschenk die Entmischung in statu nascendi und andererseits besonders F. Becke die nachträgliche Entmischung zur Klärung der Plagioklasfüllung herangezogen. Beide Ideen haben viele Anhänger. Nach Drescher-Kaden, 1948, wird besser von einem „Zerfall“ als von einer „Entmischung“ gesprochen, da auch eine Zu- und Abfuhr von Stoffen zur Mikrolithenbildung beiträgt. Drescher-Kaden erkannte auch schon, daß man bei Kalifeldspaten mit gefüllten Einschlußplagioklasen und gefüllten Perthitspindeln mit der Annahme eines einzigen Zerfallsaktes auskommen kann, welcher nach der Perthitbildung eingetreten sein muß (Drescher-Kaden, 1948, S. 235).

Drescher-Kaden hat aber auch noch eine zweite Möglichkeit als gleichwertig angegeben; daß nämlich jede Plagioklasgeneration (Einschlußplagioklase, Perthitadern, Albit-hülle) ihre eigene Muskowit-Zoisit-Zerfallsperiode zuzuordnen sei. Damit sei „auch das Hineinragen der Muskowit-Zoisit-Mikrolithen aus Primäreinschlüssen in die umgebende Mikroklin-Wirtssubstanz gedeutet und das Vorkommen von Zerfallsprodukten in dieser selbst, was bei Annahme späterer, nach der Einbettung im Mikroklin erfolgter Umwandlung auf einige Schwierigkeiten“ stoßen würde (Drescher-Kaden, 1948, S. 237). — Warum aber sollen die Mikrolithen nicht quer über die Grenzen zwischen Kalifeldspat und Plagioklas wachsen können, wenn auch z. B. der Schriftquarz diese Grenzen überschreitet? Das Vorkommen von Zerfallsprodukten in Mikroklin wiederum stößt, sobald man den Ausgangsfeldspat als homogenes ternäres Mischungs-glied von Or, Ab und An ansieht, auf keine größeren Schwierigkeiten als beim Plagioklas selbst.

Auf diesen Prämissen aufbauend, kann meine heutige Vorstellung von den Bildungsbedingungen der Kalifeldspate mit Füllungsmikrolithen kurz so skizziert werden (näheres siehe Frasl, 1953/c):

Ein ursprünglich homogener K(Na, Ca)-Feldspat, welcher bei hoher Temperatur gewachsen ist, zerfällt bei längerer

Einwirkung epizonaler Bedingungen in einen Perthit mit Füllungsmikrolithen, wobei auch Stoffwanderungen über die Korngrenzen in wechselndem Maße mitwirken. — Am einfachsten ist die Ableitung der Herkunft der Klinozoisit-Füllungsmikrolithen: 1. Etwa im Bereich der Amphibolitfazies erfolgte schon eine Entmischung des ursprünglich homogenen Wesentlich-Kalifeldspats in einen Perthit, in dessen Adern sich neben dem Natrium auch das wenige Kalzium ansammelt. Etwa im Bereich der Albitepidotamphibolit- und Grünschieferfazies zerfällt sodann der adernbildende Plagioklas in extrem sauren Albit + Klinozoisit. Resultat: Perthit mit gefüllten Adern. — 2. Ein Perthit mit homogen verteilter Fülle könnte dann so gedeutet werden, daß die Einwirkung der niedrig temperierten Bedingungen auf einen homogenen Ausgangsfeldspat ohne Zwischenschaltung der Amphibolitfazies erfolgte, so daß das Ca nicht zuerst in die Adern floß und dort einen Oligoklas bildete, wie im Falle 1, sondern gleich an Ort und Stelle im Klinozoisit gebunden wurde. — Stoffzufuhr kann dieses Bild vernehmlichen, jedoch ist sie in den meisten Fällen anscheinend nur von untergeordneter Bedeutung.

Auf jeden Fall ist jede Füllungserscheinung in Kalifeldspaten wohl ein Kriterium für den Durchgang dieses Gesteines durch ptx-Bedingungen der Albitepidotamphibolit- und Grünschieferfazies. Das Auftreten der Füllungserscheinungen darf uns aber niemals zur Annahme verleiten, das Gestein wäre nur unter diesen Faziesbedingungen entstanden. Im Gegenteil wird man in den meisten Fällen nach meiner Erfahrung annehmen können, daß dieser niedrig temperierten Zerfallsphase höher temperierte Stadien vorausgingen, die mindestens der Amphibolitfazies angehörten und zum Teil auch wohl den schmelzflüssigen Zustand durchlaufen haben. Eine hochtemperierte Ausgangsphase ist z. B. in jenen Kalifeldspat-Großindividuen mit größter Wahrscheinlichkeit anzunehmen, in denen jene Teile jetzt am dichtesten mit Klinozoisit gefüllt sind, welche sonst in normalen Graniten den relativ höchsten Ca-Gehalt aufweisen, also gewisse Kerne oder Zonen der Einschlußplagioklase (vgl. S. 117).

Hochtemperierte und niedrig temperierte Phase können einander kontinuierlich abgelöst haben; sie können aber auch unverbunden, also voneinander ganz unabhängig sein. Diese Unverbundenheit von Wachstum und Füllung der Feldspate und damit von Granitwerdung und regionalmetamorphe Überprägung ist sogar in vielen Fällen durchaus anzunehmen. Geologische Gründe lassen uns nämlich für etliche wichtige Granitgneisvorkommen der Ostalpen (Zentralgneise der Hohen Tauern, Mürtzaler—Aspanger Granitgneise, Seckauer und Schladminger Gneise) geraten erscheinen, die Granitwerdung und wohl auch einen Teil der Gneisentstehung (Migmatite!) als vormesozoisch aufzufassen, die niedrig fazielle Regionalmetamorphose mit der Feldspatfüllung aber i. a. in die alpidische Orogenese zu verlegen.¹⁾ Mit dem Durchdringen dieser Ansicht wird man in vielen

¹⁾ Die Möglichkeit der Feldspatfüllung bestand natürlich jedesmal, wenn ein granitisches Gestein unter den Einfluß epizonaler Umweltbedingungen kam, also durchaus nicht nur im alpidischen Zyklus. So ist z. B. die Füllung der Feldspate in den moravischen Graniten sicher älter als das darauf abgelagerte und unmetamorphe Jungpaläozoikum. Auch im Alpenbereich sind uns Gebiete mit vormesozoischer Epimetamorphose bekannt und daher ist auch in den Alpen durchaus damit zu rechnen, daß manche Feldspatfüllungen schon vortriadisch angelegt wurden, dann aber in der Regel während der

Fällen der mutigen Konzeption L. Kobers in seiner „Geologie von Österreich“ (1938) Gerechtigkeit widerfahren lassen, der an einer derartigen mehrphasigen Entstehung dieser Granitgneisvorkommen immer festgehalten hat.

Eine Zusammenfassung vieler österreichischer Vorkommen mit einer jeweils kurzen Charakteristik der Füllungserscheinungen im Kalifeldspat bei jedem Beispiel wurde von Frasl, 1953/b, gegeben. Sie verteilen sich auf Pennin, Unter- und Oberostalpin und die Fortsetzung der Karpathen, ebenso wie auf Moravikum und sogar — wenn auch in geringstem Maß — auf das Moldanubikum. Im großen zeichnet sich ab, daß die bezüglich der Feldspatfüllung am wenigsten veränderten Granite im nachgranitisch am wenigsten wiederaufgewärmten und gestörten Gebiet liegen (Moldanubikum), daß es aber alle Übergänge von dort zu Gebieten mit stark gefüllten Feldspaten gibt, und daß schließlich bei stärkster Beanspruchung und durchgreifender Rekristallisation die gefüllten wie auch die ungefüllten Perthite wieder einem Reinigungsprozeß unterliegen, bei dem auch die Albitsubstanz aus dem Perthit zunehmend angetrieben wird, bis als Endprodukt klare, scharf gegitterte bis einfache Mikroklone vorliegen (vgl. S. 111). Vertreter aller dieser Stadien finden sich zur Genüge in Österreich.

Rotfärbung durch Hämatitflitter

Diesbezüglich sei es gestattet, in aller Kürze eine Arbeitsannahme vorzutragen, die erst ganz am Anfang der Erprobung steht, von welcher ich mir aber trotzdem verspreche, daß sie dem Feldgeologen später für die Kartierung einen einfach zu erfassenden ersten petrogenetischen Fingerzeig geben wird.

In rotgefärbten Wesentlich-Kalifeldspaten sind meist mikroskopisch kleine Hämatitflitter erkennbar, welche die Rotfärbung des Feldspats bewirken. Diese Flitter sind zum Teil vielleicht durch Eiseneinwanderung entstanden, zum Teil aber höchst wahrscheinlich als Entmischungsprodukte aufzufassen (Rosenbusch-Mügge, 1924), wobei man wohl annehmen darf, daß das Eisen aus jener geringen Eisenmenge stammt, die ursprünglich bei höherer Temperatur im Gitter des homogenen Wesentlich-Kalifeldspats eingebaut worden war. F. Machatschki lehnte zwar 1953 in seiner „Speziellen Mineralogie“ die Möglichkeit des Ersatzes von Al durch Fe im Feldspatgitter ausdrücklich ab. Herr Prof. Dr. F. Machatschki schränkte jedoch bei einer gütig gewährten Aussprache diese Ablehnung auf den niedrigen Temperaturbereich ein, während auch ihm bei sehr hoher Temperatur der Einbau von Fe ins Feldspatgitter immerhin denkbar erscheint. Nur wollte er die alten Ergebnisse von Hautfeuille und Perrey aus dem Jahre 1888 nachgeprüft wissen, denen angeblich die künstliche Darstellung eines Eisenorthoklases mit der Formel $KFeSi_3O_8$ glückte. Im übrigen haben aber sowohl Versuche von O. Mügge (1924) als von O. Andersen (Andersen, 1922) ergeben, daß die Hämatitflitter bei starker Erhitzung des Feldspats sehr rasch verschwinden, daß also das Fe offenbar wieder in den Feldspat eingebaut werden kann.

alpidischen Orogenese nochmals überprägt worden sind. Vorläufig müssen wir uns aber mit dieser allgemeinen Erkenntnis begnügen, ohne im Einzelfall den Anteil älterer Füllungsvorgänge abschätzen zu können.

Den Geologen interessieren immer am meisten die näheren Entstehungsbedingungen solcher Phänomene. Es ist mir nun zwar keine Angabe bekannt, ab welchen mineralfaziellen Bedingungen ein homogener, eisenhaltiger Kalifeldspat stabil ist, aber folgende Erfahrungen und Überlegungen können da vielleicht weiterhelfen:

1. Hämatitfitter findet man als färbende Einlagerungen im Kalifeldspat in der Hauptsache in solchen granitischen Gesteinen, deren Plagioklase noch einen höheren Anorthitgehalt führen. Deshalb ist es am wahrscheinlichsten, daß deren Bildung bei höherer Temperatur stattfand; u. zw. ist anzunehmen, daß der Eiseneinbau ins Feldspatgitter eine noch höhere Temperatur erforderte als der nachherige Zerfall in Feldspat und Hämatit.

2. Bei Kalifeldspaten, die nachweisbar in der Grünschiefer- oder Albit-epidotamphibolitfazies gewachsen sind, oder aber unter diesen Umständen völlig umkristallisiert wurden, fehlen nach meiner Kenntnis die Hämatit-schuppen vollkommen und außerdem möchte ich annehmen, daß diese Kalifeldspate eisenfrei sind.

3. Wenn nun in einem im wesentlichen der Grünschiefer- oder Albit-epidotamphibolitfazies angehörenden Gestein von granitischer Zusammensetzung — also z. B. neben sauren, aber mit Epidotmineralien gefüllten Plagioklasen — durch Hämatitschuppen rotgefärbte Kalifeldspate auftreten, was bei einigen alpinen Gesteinen der Fall ist, dann möchte ich diese roten Kalifeldspate als mehr oder weniger von einer durchgreifenden niedrigtemperierten Rekristallisation verschonten Relikte aus einem einst höhertemperierten Ausgangsgestein ansehen. In den meisten Fällen läßt sich dann auch noch zeigen, daß solche rote Relikt-kalifeldspate außerdem noch andere Hochtemperatur- und auch Schmelzflußmerkmale aufweisen.

Daraus läßt sich für die vorläufige petrogenetische Einstufung z. B. einiger Granit- und Granitgneisvorkommen der Ostalpen Österreichs durch den Geologen im Felde bereits ein gewisser Vorteil ableiten. — Sicherlich muß die Rotfärbung der Kalifeldspate bei den einzelnen Gesteinsvorkommen erst in Stichproben (z. B. Splitterproben) auf ihre Herkunft von eingeschlossenen Hämatitfittern nachgeprüft werden; sicherlich ist auch die Kontrolle durch die anderen makroskopisch und mikroskopisch erfaßbaren Hochtemperatur- und Schmelzflußmerkmale¹⁾ an diesen Kalifeldspaten sehr notwendig; dann aber kann das Verbreitungsgebiet der roten Kalifeldspate im Felde rasch erfaßt werden. Damit ist jedoch schon eine erste Aussage möglich, welche gebietsmäßigen Anteile von gewissen Granit- und Granitgneisvorkommen zumindest mit größter Wahrscheinlichkeit eine hochtemperierte Vergangenheit gehabt haben, auch wenn sie sonst im Gewande der Grünschiefer- und Albitepidotamphibolitfazies vorliegen. — Für die übrigen Teile dieser Gesteinsvorkommen, die nicht durch rote Kalifeldspate ausgezeichnet sind, darf deshalb die hochtemperierte Vergangenheit durchaus noch nicht ausgeschlossen werden, sie ist in diesen Fällen eben nur auf Grund der Rotfärbung nicht erfaßbar.

Eine Kontrolle der hochtemperierten Vergangenheit hämatitführender Kalifeldspate durch andere Merkmale ist auch schon deshalb in jedem

¹⁾ Die Rotfärbung der Kalifeldspate durch Hämatitfitter kann höchstens als ein Anzeiger größerer Wärme beim Feldspatwachstum, aber nie als Schmelzflußanzeiger gewertet werden.

Vorkommen notwendig, weil man die Möglichkeit einer sekundären Einwanderung des Fe — ähnlich wie bei den Stoffwanderungen in Verbindung mit dem Auftreten von Füllungserscheinungen in Kalifeldspaten — nicht von vornherein ausschließen kann.

Nun folgen einige wenige Beispiele von Gesteinen mit durch Hämatitfitter rotgefärbten Kalifeldspaten, wobei in allen diesen Fällen das Wachstum der Feldspate in hoher Temperatur auch durch andere Eigenschaften nachgeprüft werden kann.

Titanit-Hornblende-Granitit (Randfazies des Weinsberger Granits) von Landshaag bei Aschach an der Donau. Von dort wurde die Rotfärbung schon von A. Köhler auf den Eisengehalt zurückgeführt. Die seltenen Hämatite sind bis 0.02 mm groß.

Im Seckauer Granit vom Papstwald bei Ingering. In den blaßrosa Kalifeldspaten sind die sehr seltenen Hämatite bis 0.007 mm groß.

Granit vom Leopold von Buch-Denkmal bei Groß-Raming/Ennstal. Die sehr seltenen Hämatite werden etwa 0.01 mm groß.

Porphyroidgneis der nördlichen Sulzbachzunge (Hohe Tauern), einige wenige rosa Kalifeldspate führen noch Hämatitblättchen von zumeist 0.01 mm Größe, nur ausnahmsweise 0.03 mm große, sechsseitige Blättchen. Die anderen ansonsten entsprechenden Kalifeldspate sind in der Regel grünlichweiß verfärbt.

Syenit vom Plauenschen Grund, Sachsen. Die relativ zahlreichen Hämatite werden in diesen stark rot gefärbten Kalifeldspaten in der Regel bis 0.05 mm groß.

Amöboides Wachstum, Anwachs säume

Amöboide Großkörner von Wesentlich-Kalifeldspaten sind nach allgemeiner Ansicht durch Verdrängung eines präexistenten Starrgefüges gewachsen.

F. K. Drescher-Kaden hat bisher wohl die meisten derartigen Fälle genauer beschrieben und abgebildet (Drescher, 1948), aber auch Ch. Exner hat einige Musterbeispiele, u. zw. gerade aus den Hohen Tauern, demonstrieren können (1949/c, 1951). Bekannt ist, daß fremde Körner, z. B. Plagioklas, Glimmer und Hornblende von den Korngrenzen oder von Spalten und Rissen ausgehend durch Kalifeldspat angenagt werden können, wobei die Kalifeldspate meist unregelmäßige Pseudopodien in die Umgebung vorausschicken. Die fremden Körner werden aus ihrer Umgebung herausgelöst, eingeschlossen und langsam aufgezehrt oder bleiben auch im Inneren des Feldspats unversehrt oder zum Teil erhalten.

Große, xenomorphe Kalifeldspat-Holoblasten können schon unter sehr niedrigen Druck-Temperatur-Bedingungen wachsen. So hat Ch. Exner (1949/b) z. B. im Sieglitz-Unterbaustollen bei Badgastein (Hohe Tauern) mehrere Zentimeter große Kalifeldspat-Holoblasten im mesozoischen Kalkglimmerschiefermarmor gefunden, die von einem unverlegten si von Kalkspat, Hellglimmer, Albit und Quarz durchzogen sind. Eine Einstufung in mineralfazieller Hinsicht ist nicht genau möglich, denn z. B. nach der Einteilung von Turner (1948) müßte auch bei der niedrigsten Metamorphose

der Kalkspat mit Glimmer unter Bildung eines Epidotminerals reagieren, was aber hier nicht der Fall ist. Man wird aber nicht fehlgehen, wenn man von epizonalen Bedingungen spricht. Damit ist aber Exner der wichtige Nachweis geglückt, daß große Kalifeldspate in den Tauerngesteinen noch unter niedrigen Stabilitätsverhältnissen, und wegen des unverlegten Interngefüges erst nach Aufhören der örtlichen alpidischen Deckenbewegungen wachsen konnte.

Daß die Verdrängung präexistenten Grundgewebes beim Wachsen von Kalifeldspaten auch in groben Granitgneisen und bis in den Riesenaugengneisen der östlichen Hohen Tauern eine hervorragende Rolle spielt, hat wiederum Ch. Exner gezeigt. Besonders bemerkenswert erscheinen mir an dieser Stelle die bis 11 cm großen Kalifeldspate des Radhausberg-Unterbau-Stollens bei Badgastein (Exner, 1951). Nach Exner sind die Augen heterogen, doch besteht zwischen Kern und Randgebiet keine scharfe Grenze. Der Hauptkörper (= Kern, Knaf III nach Exners Einteilung) besitzt eine Tendenz zur Idiomorphie; dagegen ist „der Randsaum (Knaf II) xenomorph. Er wächst amöbenartig in das nachbarliche Grundgewebe hinein. Oft sind millimeterlange pseudopodienartige Fortsätze im Grundgewebe vorhanden.“ Helizitische Einschlußzüge (Relikte des metasomatisch verdrängten Grundgewebes) sind in den Randsaum bisweilen eingeschlossen (Exner, 1951, S. 126). Knaf II kann auch sekundär aus Knaf III in postkristallin deformierten Großindividuen hervorgegangen sein, sowie im Grundgewebe bis 3 mm groß als Neubildung auftreten. — Exner hat genügend Belege dafür angegeben, daß Knaf II hier und überhaupt im Zentralgneis der östlichen Hohen Tauern in der alpidischen Orogenese wachsen konnte und auch gewachsen ist, u. zw. in der Albitepidot-amphibolitfazies. Exner hat daneben mit aller gebotenen Vorsicht die Meinung geäußert (1951, S. 128), auch die Hauptkörper (Knaf III) könnten im Riesenaugengneis alpidische, metasomatisch unter den Bedingungen der Albitepidot-amphibolitfazies gesproßte Porphyroblasten sein, doch diesbezüglich halte ich noch gründliche Untersuchungen für notwendig. Exners Angaben über Zonarbau, Anordnung der Einschlußplagioklase, sowie Kristalltracht und Verzwilligung des Hauptkörpers der Riesenaugen weichen meiner Ansicht nach auf ein von einer heißen Schmelzflüssigkeit durchblutetes Ausgangsstadium in der Genese des Riesenaugengneises hin. Danach werden aber die Kerne der großen Feldspat-Augen eher als voralpidische Relikte anzusprechen sein.

Anschließend seien kurz ein paar Breiten von Anwachs säumen von Kalifeldspatsubstanz an idiomorphen Kalifeldspaten mit glatter Oberfläche zusammengestellt, die mehr lokales Interesse haben.¹⁾ Sie stammen von der N-Seite der mittleren Hohen Tauern, u. zw. die Proben A, B, C, D, E und F aus dem Porphyroidgneis („Zentralgneis“) der nördlichen Sulzbachzunge (westlich P. 1680, östlich vom Untersulzbachtal), wo schmale Anwachs säume um zum Teil noch rosa gefärbte idiomorphe, reliktsche Porphyr-Kalifeldspate auftreten. Das Beispiel G ist aus dem wohl aus dem Paläozoikum stammenden Quarzporphyroid vom Schiedhof am Ausgang des Untersulzbachtales, also schon aus der Schieferhülle und mehrere hundert Meter vom nächsten Zentralgneis entfernt.

¹⁾ Vgl. dazu Abb. 13, Tafel X.

Das Beispiel H stammt aus dem Quarzporphyroid-Vorkommen südlich von Neukirchen am Großvenediger, in ganz ähnlicher tektonischer Position wie Beispiel G. In letzterem sieht man nur unzusammenhängende Pseudopodien aus Kalifeldspatsubstanz.

Probe	Größe der Grundkörner Kalifeldspat in mm	Breite der Fortwachsungssäume		Länge der Pseudopodien, in mm
		maximal mm	im Durchschnitt mm	
A	20·0	0·1		
B	15·0	0·17	0·15	
C	3·5	0·1	0·05	
D	3·0	0·2	0·15	
E	2·5	0·43 (!)	0·20	
F	2·5	0·15	—	
G	2·0	0·1	0·07	
H	1·3			0·23

Diese Fortwachsungserscheinungen entsprechen einander in den verschiedenen Gesteinen in ihrem Erscheinungsbild und — wie man aus der Tabelle ersieht — auch in der Größenordnung; es ist daher wohl anzunehmen, daß das erwähnte Zentralgneisvorkommen, wie auch die beiden Porphyroidvorkommen ihre Anwachssäume und Pseudopodien an den Schmelzfluß-Kalifeldspaten gemeinsam erhielten; und da die Anwachssäume hier überall das heutige, alpidisch angelegte Schiefergefüge unverlegt umschließen, ist die Bildung dieser Fortwachsungen in die spätalpidische Zeit zu verlegen. Damals wurde der Kalifeldspat wieder stabil und dabei regeneriert. Damals legte sich in diesem Raum eine einheitliche Metamorphose von der Stärke der Grünschiefer- bis Epidotamphibolitfazies wie ein Schleier über die Schieferhülle und auch über den Zentralgneis. So sind z. B. die Grundfeldspate in diesen verschiedenen Proben etwa in gleicher Weise perthitisch entmischelt und die Plagioklase sind gleich schwach gefüllt. Die Stoffzufuhr geht hier nicht vom schmelzflußrelikteführenden und verschieferten Zentralgneis aus, wie auch H. P. Cornelius (1939, S. 294) für das Gebiet des Granatspitz Kernes und der Riffeldecken auf Grund anderer Beobachtungen darlegte. Die alpidische Metamorphose in diesem Raum ist also unabhängig von den soeben angeführten Zentralgneiskörpern. Diese sind älter, voralpidisch, wie schon L. Koher fortwährend behauptet hat. — An diesem Beispiel sieht man wieder, daß auch die Untersuchung scheinbar ganz nebensächlicher Erscheinungen zur Klarstellung wichtiger und bis dato strittiger geologischer Fragen beitragen kann.

Relativ recht breite Anwachssäume wurden um die idiomorphen Kalifeldspate (mit oszillatorischem Zonarbau) des Rastenberger Granits von Ottenstein am Kamp, Niederösterreich, beobachtet. Diese dringen bis 7 mm weit auf den Kornfugen in die Umgehung ein und umschließen Quarz, Biotit, Hornblende und Plagioklas ohne Regelung. Auch hier ist die kristallographische und optische Orientierung im Saum gleich jener des Grundkörpers.

Zur Albitsaumbildung

Diese ist eine Reaktionsbildung in Form von zwei gleichlaufenden dünnen Albitstreifen an der Grenze zwischen zwei nicht achsenparallel verwachsenen Perthiten (Frasl, 1953/c). Dabei sind — meist jedoch nicht so schön wie auf Abb. 14, Tafel X — zwei getrennte Albitsäume beiderseits der ursprünglichen Perthitgrenze zu sehen, die in kristallographischer und optischer Orientierung jeweils mit den Perthitadern oder -feldern des gegenüberliegenden Perthits gleichorientiert sind. Da sie sich in einer Größenordnung halten (bis $\frac{1}{2}$ mm breit), die durchaus mit jenen Größen der albitischen Adern oder Flecken der anschließenden Perthite vergleichbar sind, kann neben der in der zitierten Arbeit angegebenen Entstehung durch Zufuhr des Na von außen her noch angenommen werden, daß hier auch das aus dem ursprünglich wahrscheinlich homogenen Wesentlich-Kalifeldspat bei der Entmischung zum Perthit randlich freigewordene Na zur Saumbildung verwendet wird. Das würde dann etwa der Bildung der klaren Albitsäume um die Einschlußplagioklase entsprechen, die auf S. 113 erwähnt wurden, und damit auch der von O. F. Tuttle (1952) auf Grund prachtvoller Photos aufgezeigten, in anderen Fällen viel weiter führenden Entmischung der K, Na-Mischfeldspate. Im übrigen ist die Albitsaumbildung nur ein gitterorientierter Spezialfall von Drescher-Kadens (1948) „Albitkornbildung“.

Die Beobachtung der Albitsaumbildung an den großen Wesentlich-Kalifeldspaten weist sicherlich auf einen Prozeß hin, der nicht in den Formenkreis der Schmelzflußbildungen gehört, sondern eher zu den Bildungen der Metasomatose oder Ionendiffusion bei relativ niedriger Temperatur. Trotzdem dürfen die Albitsäume nicht als Argument gegen die allfällige, ursprünglich schmelzflüssige Natur der betreffenden Kalifeldspate genommen werden, sondern eher als Anzeiger und Maßstab für eine später durchlaufene Phase langsamer Abkühlung des Gesteinskörpers oder einer davon unabhängigen Wiederaufwärmung bei einer späteren Regionalmetamorphose.

Ein neues Vorkommen (vgl. Frasl, 1953/c), das diesmal einem moldanubischen Granit entstammt, wurde im Schäringer Granit vom Werk Eggenberg II der Schäringer Granit-Werke, Oberösterreich, gefunden. Dort sind die beiden Säume bis je 0-12 mm breit.

Zur Myrmekitbildung

Man kann F. K. Drescher-Kaden wohl insofern voll zustimmen, als er schreibt, daß die Myrmekitbildung „in den Kreislauf metasomatischer Gefügeveränderungen granitischer Gesteine gehört“ (Drescher-Kaden, 1948, S. 104). Damit ist aber bereits klar, daß sie auf keinen Fall als Nachweis einer schmelzflüssigen Wachstumsphase verwendet werden kann, eher könnte ihr Vorkommen in einem Kalifeldspat noch zu Einwänden gegen die schmelzflüssige Entstehung desselben führen.

Die als „Myrmekite“ bezeichneten, oft warzenförmigen Albit-Quarzverwachsungen, die sich speziell an den Grenzflächen zwischen Kalifeldspat und Plagioklas entwickeln, findet man in den verschiedensten hier untersuchten Gesteinen an den Rändern der großen Wesentlich-Kalifeldspate, während sie das Innere derselben ziemlich regelmäßig meiden, auch wenn dort durch geregelte oder nicht geregelte Einschlußplagioklase genügend

zur Bildung von Myrmekit in Frage kommende Grenzflächen zwischen Kalifeldspat und Plagioklas vorhanden sind. Damit rundet sich auch unsere Vorstellung ab: Die Innenzone ist — z. B. durch die Regelung der Einschlußplagioklase — als magmatogen gekennzeichnet, während sich am Rande der großen Kalifeldspate metasomatische Einwirkungen abzeichnen, die entweder einer Spätphase des Einsprenglingswachstums oder einer separaten Metamorphose des Gesteins zuordenbar sind. Nur in Fällen extrem durchgreifender Rekrystallisation ist auch eine metasomatische Veränderung im Inneren der großen Schmelzfluß-Kalifeldspate zu erwarten, so daß die geregelten Plagioklase unter Myrmekitbildung mit dem Kalifeldspatwirt reagieren. Dann aber ist diese heftige Rekrystallisation auch meistens schon durch andere Veränderungen, z. B. die Bildung von einfachem Mikroklin und chemischen Reinigungsprozessen, wie Austreibung der Albitkomponente aus dem Perthit (Köhler, 1948) charakterisiert und es besteht kein Zweifel, daß eine nachträgliche metasomatische Veränderung vorliegt.

Die soeben aufgezeigten Zusammenhänge sind soweit völlig unabhängig von der Erklärung der metasomatischen Myrmekitbildung im einzelnen, und es ist dafür gleichgültig, ob man an eine Verdrängung des Kalifeldspats oder des Plagioklases durch den wachsenden Myrmekit glaubt.

Regionale Übersicht über die wichtigeren untersuchten Gesteine

Kalifeldspate aus folgenden Gesteinsmassen zeigten die angeführten, hier interessierenden Eigenschaften:

A. Moldanubikum:

Weinsberger Granit: Regelung der Einschlüsse nach dem Kornbau; reliktsicher Zonarbau, Ausbildung von ($\bar{2}01$); krumme Zwillingsnaht; Rotfärbung zum Teil; zum Teil einfacher Mikroklin.

Mauthausener Granit: Einschlußregel nach Korngestalt; ($\bar{2}01$); krumme Naht.

Eisgarner Granit: Einschlußregel nach Korngestalt; reliktsicher Zonarbau.

Rastenberger Granit: Zonarbau mit verschiedener Auslöschungsschiefe; ($\bar{2}01$); krumme Zwillingsnaht; Einschlußregelung nach Korngestalt.

Spitzer Gneis: Anwachsschalenbau mit wechselnder Auslöschungsschiefe; Einschlußregel nach Korngestalt; krumme Zwillingsnaht; ($\bar{2}01$).

Syenitporphyr von Persenbeug: Einschlußregel nach Korngestalt; krumme Naht; oszillatorischer Zonarbau.

B. Moravikum:

Bittescher Gneis: oszillatorischer Zonarbau; dürrtige Einschlußregelung; krumme Zwillingsnaht.

C. Penninikum der Hohen Tauern (Zentralgneise):

Porphyroidgneis der nördlichen Sulzhachzunge: oszillatorische Zonen; Anwachssaum; krumme Naht.

Granitgneis der nördlichen Sulzbachzunge: reliktsicher Zonarbau; Füllung.

Knappenwandgneis der südlichen Sulzbachzunge: Einschlußregel nach Korngestalt; (201).

Ahornkern, Wimmertal: Eiuschlußregel nach Korngestalt; (201).

Granatspitz-Kern: Einschlußregelung; krumme Zwillingsnaht; Füllung.

Sonnblick-Kern: Einschlußregelung; Perthitentmischung; Füllung; reliktsicher Zonarbau; (201); krumme Zwillingsnaht.

Hochalm-Kern: Einschlußregelung; Zonarbau; (201); krumme Zwillingsnaht; Füllung.

Ankogel-Kern: Regelung der Einschlüsse; krumme Zwillingsnaht.

Mureck-Gneis: musterhafte Einschlußregelung; Füllung; (201).

D. Unterostalpin-karpathischer Übergangsbereich:

Hasental-Porphyr: Einschlußregelung; (201); krumme Naht; Füllung.

Mürztaler—Aspanger Granitgneis: Einschlußregelung; krumme Naht; Füllung; selten Rotfärbung.

Granit der Hundsheimer Berge: Einschlußregelung nach Korngestalt; Füllung.

E. Ostalpines Altkristallin:

Augengneis der Silvretta-Gruppe: Einschlußregelung nach Korngestalt; einfacher Mikroklin.

Augengneis von Umhausen-Ötztal: Einfacher Mikroklin; Füllung.

Antholzer Granitgneis: einfacher Mikroklin.

F. Dinariden:

Eisenkappeler Granit: oszillatorischer Zonarbau; Einschlußregel; Rotfärbung.

G. Außerösterreichische Gesteine:

Syenit vom Plauenschen Grund: Zonarbau; Einschlußregel; Naht; Rotfärbung.

Syenit von Biella, Piemont: Zonarbau; Einschlußregelung; krumme Naht.

Syenit von Gröba, Sachsen: Zonarbau; Einschlußregelung; krumme Naht.

Ägirinsyenitporphyr von Predazzo: Einschlußregelung; krumme Zwillingsnaht.

„Protogin“-Granit vom Mt. Blanc: Einschlußregelung; schwacher oszillatorischer Zonarbau; krumme Zwillingsnaht; Füllung.

Angeführte Literatur

Andersen, O., 1922: Über Avaturinfeldspate. — Zentralbl. f. Kristallogr., 56. VI. 1922.

Andreatta, C., 1933: Analisi strutturale di rocce metamorfiche, III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasti di ortogneis. — Periodico di Mineralogia, 4. 375—392. Roma.

Andreatta, C., 1934: Disposizione dei microliti micacei in plagioclasti di rocce intrusive. (Analisi strutturali di rocce, IV.) — Periodico di Mineralogia, 5. 217—235. Roma.

- Andreatta, C., 1954: Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. — Neues Jahrbuch f. Min., Monatshefte, 1954, 1/2.
- Angel, F. und Staber, R. †, 1952: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, H. 13. Innsbruck 1952.
- Angel, F., Clar E. und Meixner, H., 1953: Der Granit vom Markogel bei Villach. — Carinthia II., 143. (63.) Jg., Klagenfurt 1953.
- Bearth, P., 1952: Geologie und Petrographie des Monte Rosa. — Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N. F., 96. 1952.
- Becke, F., 1913: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. — Denkschr. Ak. Wiss., Wien; math.-natw. Kl., 75/1, 1913.
- Bederke, E., 1948: Grundfragen des Vulkanismus. — Geolog. Rundschau, 35. S. 127—133. 1948.
- Bubnoff, S. v., 1928: Der Werdegang einer Eruptivmasse. — Fortschr. d. Geol. u. Pal.; 7., 20. Berlin, 1928.
- Christa, E., 1931: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1931.
- Christa, E., 1936: Zur Frage der Mikrolithenschwärme in Plagioklassen. — Schweiz. Min.-petr. Mitt., 16. 1936.
- Clar, E., 1953: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. — Geol. Rundschau, 42. 1953.
- Cornelius, H. P., 1935: Zur Deutung gefüllter Feldspate. — Schweiz. Min.-petr. Mitt., 15. 1935.
- Cornelius, H. P., 1937: Nochmals zur Deutung gefüllter Feldspate. — Ebenda, 17. 1937.
- Cornelius, H. P., 1938: Das Hasentalporphyroid. — Verh. Geol. B. A. Wien, 1938.
- Dal Piaz, Gb. und Bianchi, A., 1934: Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e Regione limitrofe. — Mem. dell'Ist. Geol. della R. Università die Padova, 10. 1934.
- Drescher-Kaden, F. K., 1942: Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsausbildungen, sowie der synthetischen Reaktionsformen, II. Teil. — Chemie der Erde, 14. 1942.
- Drescher-Kaden, F. K., 1948: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. — Springer, Heidelberg—Berlin, 1948.
- Erdmannsdörffer, O. H., 1942: Über Granitstrukturen. — Sitzber. Heidelb. Ak. Wiss.; math.-natw. Kl.; 1942. II. Abh.
- Erdmannsdörffer, O. H., 1943: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. — Chemie der Erde, 15. Heft 3., 1943.
- Erdmannsdörffer, O. H., 1948/a: Aus dem Grenzgebiet Magmatisch-Metamorph. — Zeitschr. D. G. G. 100. 1948.
- Erdmannsdörffer, O. H., 1948/b: Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten. — Heidelberg, Beitr. z. Min. u. Petr. I. 1948.
- Erdmannsdörffer, O. H., 1951: Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. — Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr. II. 1949/51.
- Eskola, P., 1939: Die metamorphen Gesteine. — In Barth-Correns-Eskola: Die Entstehung der Gesteine. — Berlin, 1939.
- Eskola, P., 1951: Around Pitkäranta. — Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Ser. A. III. 27. 1951.
- Exner, Ch., 1940/a: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 3. Folge. I. 1949.
- Exner, Ch., 1949/b: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gastein und Rauristal. Sitzber. Öst. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., I. 158. 1949.
- Exner, Ch., 1949/c: Die Feldspatholoblasten des alpidischen Granitisationshofes im Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein. — Sitzber. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1949.
- Exner, Ch., 1950: Die Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung. — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 3. Folge, 2. 1950.
- Exner, Ch., 1951: Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein. — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 3. Folge. 2. 1951.
- Exner, Ch., 1953/a: Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). — Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien. 96. H. 2, 1953.

- Exner, Ch., 1953/b: Granitgneiskerne und Schieferenserien der Tauern um Mallnitz. — Carinthia II., 143. (63.) Jg.; 1. Heft, Klagenfurt 1953.
- Exner, Ch., 1953/c: Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern. — Radex-Rundschau. 1953, Heft 7/8.
- Exner, Ch. und E. Pohl, 1951: Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radioaktivität bei Badgastein. — Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 94, 1951.
- Frasl, G., 1953: Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseinsprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). — Sitzber. Ak. Wiss. Wien; math.-natw. Kl., 1953, Nr. 2.
- Frasl, G., 1953/a: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). — Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 96. 1953.
- Frasl, G., 1953/b: Aufnahmen 1952 auf Blatt Rauris (154). — Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1953.
- Frasl, G., 1953/c: Zum Auftreten von Füllungsmineralien in Kalifeldspaten und ihre Verbreitung in österreichischen Graniten und Granitgneisen. — Kober-Festschrift 1953. — Hollinek-Wien 1953.
- Frasl, G., 1954: Aufnahmen 1953 auf Blatt Rauris (154). — Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1954 (im Druck).
- Fouillon, H. B. v., 1885: Über die Gesteine und Minerale des Arlberg隧nells. — Jahrb. k. k. geol. Bundesanstalt, 35. 1885.
- Grill, R. und Waldmann, L., 1951: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jahrb. Geol. Reichsanstalt, 94. 1949/51.
- Grout, F. F., 1948: Origin of granites. Geol. Soc. of America. Memoir, 28. 1948.
- Haberlandt, H. und Schiener, A., 1951: Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern). — Mitt. Österr. Min. Ges.; 112, 1951.
- Hammer, W., 1936: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). — Jahrb. Geol. Bundesanstalt. Wien, 86. 1936.
- Hautefeuille, P. und Perrey, A., 1888: Comptes rendus heptomadaires de l'Académie française. Paris, 107 (1888); zitiert aus Rosenbusch-Mügge, 1924.
- Hoernes, D., 1949: Petrogenese im Grundgebirge des südlichen Schwarzwaldes. — Heidelberger Beitr. Min. u. Petr., 1. 1948/49.
- Horninger, G., 1935: Der Schärldinger Granit. — Min. u. Petr. Mitt., 47. 1935.
- Köhler, A., 1928: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. — Tschermacks Mineral. u. Petr. Mitt.; 39, 1928.
- Köhler, A., 1931: Der Granit „Typus Eisgarn“ aus dem nordwestlichen Waldviertel. — Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien; math.-natw. Kl., Abt. I, 140. 1931.
- Köhler, A., 1941: Die moldanbischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seine Randgebiete. — I. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. — Fortschr. Min. Krist. u. Petr., 25. Berlin 1941.
- Köhler, A., 1948/a: Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenese. — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 3. Folge, 1. 1948.
- Köhler, A., 1948/b: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 3. Folge, 1. 1948.
- Köhler, A. und Raaz, F., 1947: Gedanken über die Bildung von Feldspatzwillingen in Gesteinen. — Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien 1945.
- Kober, L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. — Springer-Wien 1938.
- Laves, F., 1952: Phase relations of the alkali feldspars. I. und II. Teil. — Journal of Geology, 60, 1952.
- Lawson, A. C., 1893: The Geology of the Carmelo Bay. — Univ. of California; Bull. of Dep. of Geology, vol. 1. 1., Berkeley 1893.
- Leitmeier, H., 1953: Orogenese und Vererzung in Raume der Ostalpen. — Kober-Festschrift 1953: „Skizzen zum Antlitz der Erde“. Hollinek-Wien 1953.
- Limbrock, H., 1925: Geologisch-petrographische Betrachtungen im südöstlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein an der Donau. — Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 75. 1925.
- Machatschki, F., 1953: Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. — Wien, 1953.
- Mäkinen, E., 1912: Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland. — Bull. Comm. geol. Finl., 35. 1912.
- Maroschek, E. F., 1933: Beiträge zur Kenntnis des Granits von Mauthausen in Oberösterreich. — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 43. 1933.

- Maucher, A., 1943: Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas und Sanidin. — Zeitschr. f. Kristallograph., 105, 1943. — Referat von F. Machatschki im Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal., Referate I. 1944.
- Nickel, E., 1950: Das Mischgestein vom Typus Echsenbach (Niederösterreich) und seine Stellung im Rastemberger Tiefenkörper. Neues Jahrb. f. Mineral.; Abh. 81. 1950.
- Paraskevopoulos, G. M., 1953: Beitrag zur Kenntnis der Feldspate der Tessiner Pegmatite. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 3. 1953.
- Plemister, J., 1934: Zoning in plagioclase feldspar. — Min. Mag., 23, 1934.
- Piller, H., 1951/a: Über Verwitterungsbildungen des Brockengranits nördlich St. Andreasberg. — Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petr., 2. 1951.
- Piller H., 1951/b: Über den Schwermineralgehalt von anstehendem und verwittertem Brockengranit. — Ebenda, 2. 1951.
- Prey, S., 1937: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 29. 1936.
- Richarz, P. St., 1908: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und der Hainburger Berge. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., 58. 1908.
- Rosenbusch, H. und Mügge, O., 1924: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, Band I, II. Hälfte, 5. Auflage, Schweizerbart-Stuttgart 1924.
- Sander, B., 1933: Gefügekunde der Gesteine. — Sprünger-Wien 1933.
- Schwinner, R., 1951/a: Die Zentralzone der Ostalpen. — In Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich, Wien 1951.
- Schwinner, R., 1951/b: Geologische Probleme der Raabalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39. bis 41. Bd., 1946—1948, 1951.
- Stiny, J., 1914: Zur Kenntnis des Mürtaler Granitgneises. — Verh. Geol. Reichsanst. Wien. 1914.
- Tertsch, H., 1936: Beobachtungen an Orthoklaszwillingen nach dem Karlsbader Gesetz. — Zentralbl. f. Min. (A), 1936.
- Thiele, O., 1950: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — Mitt. Geol. u. Bergb. Stud., Wien, 2, II., 1950.
- Tröger, W. E., 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Schweizerbart-Stuttgart 1952.
- Turner, F. J., 1948: Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. — Geol. Soc. America Mem., 30 1948.
- Turner, F. J. und Verhoogen, J., 1951: Igneous and Metamorphic Petrology. — New York, 1951.
- Tuttle, O. F., 1952: Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic silic rocks. — Journ. of Geology, 60, H. 2, 1952.
- Waldmann, L., 1949: Bericht 1948 über die geologischen Aufnahmen im Kartenblatt Horn (4555) und über Bereisungen des Stüdteiles des Kartenblattes Drosendorf (4455). Verh. Geol. Bundesanstalt, 1949.
- Waldmann, L., 1951: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: Schaffers F. X.: Geologie von Österreich, Wien, 1951.
- Weber, F., 1904: Über den Kalisyenit des Piz Giuf. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. L., 14. 1904.
- Weinschenk, E., 1894: Beiträge zur Petrographie der östlichen Central-Alpen, speziell des Groß-Venedigerstockes. II. Teil. — Abh. Bayr. Ak. d. Wiss., 18. 1894.
- Wieseneder, H., 1931: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. I. Teil. — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 42. 1931.

Erklärung zu den Abbildungen auf Tafel VIII

Abb. 1: Geregelte Einschlößplagioklasse in einem idiomorphen Kalifeldspat. — Mureckgneis, östliche Hohe Tauern. Schliff senkrecht zu (001) und (010) durch einen nur schwach getrübbten Kalifeldspat-Einling, in welchen sehr zahlreiche, hell erscheinende Einschlöße (gefüllte Plagioklasse und einige chloritisierte Biotite) eingewachsen sind. Die eine Ecke des Kalifeldspats ist bei der Verschieferung abgeschliffen worden. Links und rechts sind die Begrenzungsflächen nach (001) und oben sowie unten die Begrenzungsflächen nach (010). Die Einschlößplagioklasse sind entsprechend ihrer Helligkeit ungleich dicht gefüllt. Sie sind in diesem Querschnitt in den äußeren Partien des Kalifeldspats offensichtlich geregelt eingeschlossen, u. zw. liegt ein Anlagerungsgefüge an den Wachstumsflächen (010) und (001) des Kalifeldspats mit einer klaren Regelung nach der Korngestalt der Plagioklasse vor: die kleineren Körner legten sich mit einer größeren Fläche an die Oberfläche des wachsenden Großkorns an. In der Mitte dieses Schliffes fehlt die klare Regelung, weil man hier auf die Flächen (201), (110) und (110) darauf sieht. Vgl. S. 88 f. — Dunkelfeldbeleuchtung, nicht polarisiertes Licht. — 3x.

Abb. 2: Querschnitt durch dasselbe Korn wie auf Abb. 1, aber fast durch dessen Wachstumskern gehend. Deshalb reicht die Regelung der Einschlöße bis in die Mitte. Die Andeutung einer internen Wachstumsgrenze des idiomorphen Kalifeldspats ist nahe dem Zentrum zu erkennen. Der linke Teil des Kalifeldspats wurde aus technischen Gründen abgetrennt. In diesem Beispiel sind alle Helligkeitwerte gegenüber Abb. 1 umgekehrt. — Gewöhnliches Durchlicht. — 3x.

Abb. 3: Ausschnitt aus dem auf Abb. 1 gezeigten Schliff. Man sieht wieder die scharfe Regelung der stark gefüllten Plagioklasse, die einen klaren Randsaum haben. Bei „Knaf“ ist ein kleiner Kalifeldspat ebenso nach der Korngestalt geregelt eingeschlossen. Der Kalifeldspatwirt ist perthitisch entmischt, die Lamellierung der Plagioklasse ist bei dieser Einstellung nicht erkennbar. Vgl. S. 88. — + Nikols. — 22x.

Abb. 4: Perthitentmischung neben geregelt eingeschlossenen Plagioklassen in einem großen Kalifeldspat-Einsprengling. — Augengneis, Sonnblick Kern, Hohe Tauern. Vgl. S. 93. Auffällig ist das Aufhören der Perthitadern in der Nähe der Plagioklasseinschlöße. Bei A ein klarer Anwachsrand an einen gefüllten Einschlößplagioklas, etwa gleich dick wie die stärksten Perthitadern (vgl. S. 112). Bei ↑↑ sind zwei perthitarne Rekurrenzen im Inneren des idiomorph gewachsenen Kalifeldspatwirts sehr schwach zu sehen. Schliff // (001); Regelung, Zonen und Außenwand // zu (010) des Kalifeldspats. — 22x.

Abb. 5: Achsenparallel geregelter Einschlößplagioklas im Mikroklin-Großkorn. — Weinsberger Granit, Poschacher Bruch bei Schwertberg, Oberösterreich, innen; Qu = Quarz. Näheres siehe S. 101. — 20x.

Abb. 6: Einfacher Mikroklin. — Augengneis vom Vermunt-Stausee, Silvretta-Gruppe. Der dunkelgestellte Teil des Mikroklin hat einheitliche Auslöschung; der hellgestellte Anteil desselben Kernes tendiert ebenso zu flächenhaft einheitlichen Auslöschung, das Übergangsgebiet ist gegittert. Die Abgrenzung beider Anteile ist unregelmäßig; ihre Anlage war von einer früheren, differenziellen Druckbeanspruchung abhängig. Schwache Perthitaderung. Vgl. S. 111. — 23x.

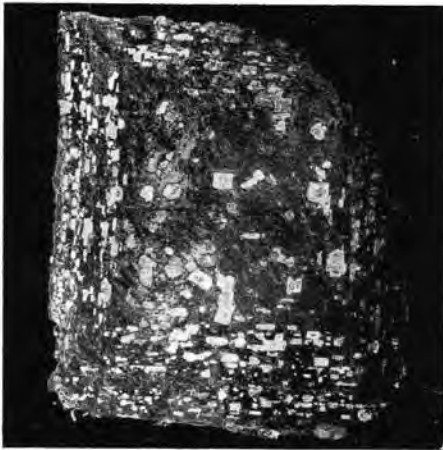


Abb. 1

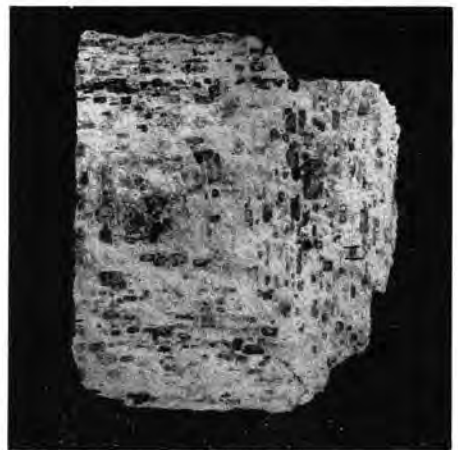


Abb. 2



Abb. 3

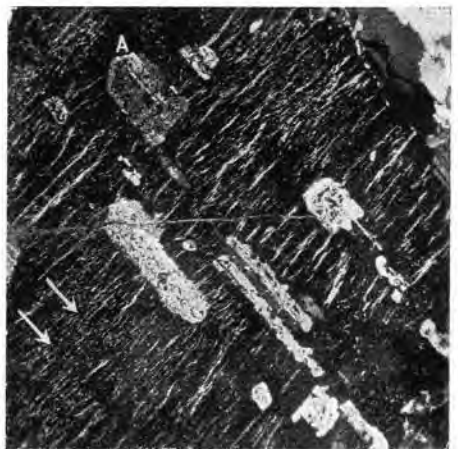


Abb. 4

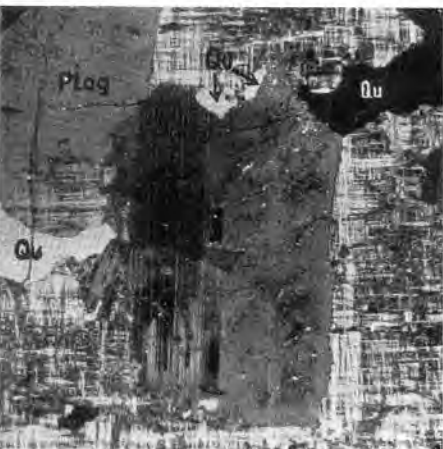


Abb. 5



Abb. 6

Erklärung zu den Abbildungen auf Tafel IX

Abb. 7: Zonargebauter Kalifeldspat; Auge aus dem Bittescher Gneis, Moravicum. Rodingersdorf bei Horn, Niederösterreich. Näheres im Text, S. 76 f. — 21x.

Abb. 8: Idiomorph-zonargebauter Kalifeldspat. Syenit von Biella, Piemont. Im Zentrum des Kornes durch wechselnde Auslöschungsschiefe, außen durch beginnende Perthitentmischung angedeuteter oszillatorischer Zonarbau. Deutlich gekrümmte Zwillingsnaht des Karlsbader Zwillings. P = geregelte Einschlußplagioklase. Vgl. S. 80. — 23x.

Abb. 9: Reliktischer Zonarbau in dunkel gestelltem Kalifeldspat. Granit der St. Diedeler-Höhe, Vogesen (Fa. Kranz in Bonn). Die durch wandernde Auslöschungsschiefe gekennzeichneten Zonen sind völlig glattrandig, ungleich betont und verschieden breit. Trotzdem nur spärliche Reste eines oszillatorischen Zonarbaues in einem Schliiff vorkommen, sind gerade diese Stellen kennzeichnend für die Art des Kornwachstums. Vgl. S. 79. — 23x.

Abb. 10: Zonarperthit mit deutlicher Mikroklingitterung. — Porphyroidgneis („Zentralgneis“) der nördlichen Sulzbachzunge, östlich vom Untersulzbachtal. Hohe Tauern. Beachtlich ist die schnurgerade Anlage der ungleich breiten und verschieden natronreichen Zonen. Links unten und rechts oben ist der Zonarbau bereits durch die Umwandlung verwischt. — 220x.

Abb. 11: Schlechte, reliktsiche Erhaltung eines oszillatorischen Zonarbaues (Zonarperthit neben Aderperthit). Zentralgranitgneis der nördlichen Sulzbachzunge nordwestlich P. 1668, östlich des Untersulzbachtales. Mittlere Hohe Tauern. — P = gefüllter Einschlußplagioklas. Auch der Perthit führt Füllungsmikrolithen. Vgl. S. 84. — 73x.



Abb. 7



Abb. 8



Abb. 9

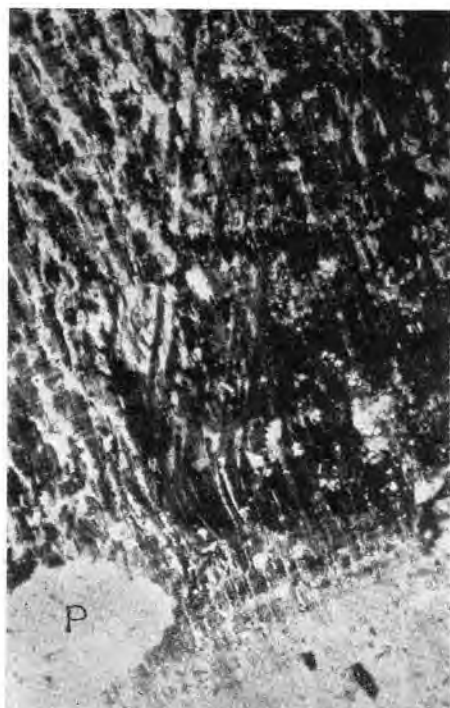


Abb. 11



Abb. 10

Erklärung zu den Abbildungen auf Tafel X

Abb. 12: Aderperthit mit zwei orientiert eingeschlossenen, gefüllten Plagioklas-körnern, sowie Füllungsmikrolithen in bestimmten Adern. Zentralgranitgneis vom N-Rand der nördlichen Sulzbach-Zunge, östlich vom Obersulzbach, mittlere Hohe Tauern. — Diskussion im Text auf S. 116. — 40x.

Abb. 13: Randteil eines idiomorphen Zonarperthits mit glattem Rand und optisch gleich orientiertem einschlußreichem Anwachssaum, Porphyroidgneis aus der nördlichen Sulzbachzunge, westlich P. 1668, Untersulzbachtal, Hohe Tauern. — Die Perthitstreifen des Hauptkörpers, die oftmals aussetzen, liegen immer der Oberfläche des Korns parallel, d. h., sie pausen einen vom Kern ausgehenden Anwachsschalenaufbau ab. Der Anwachssaum ist dagegen nicht perthitisch aufgebaut — in ihn dürfte von Anfang an praktisch kein Na eingebaut worden sein. Er umschließt viele Grundgewebeskörner (besonders Quarz). Der Unterschied zwischen dem glatt begrenzten Hauptkörper mit seinem glattschaligen Aufbau einerseits und dem unregelmäßig mit dem Grundgewebe verzahnten Anwachssaum andererseits ist deutlich erkennbar. Die Zäsur zwischen beiden entspricht einer Diskontinuität im Kristallisationsablauf. — Die wenigen Füllungsmikrolithen (meist weiß) sind in den dunkler gestellten Perthitausscheidungen angereichert. Vgl. S. 83 und 124. — 70x.

Abb. 14: Orientierte Albitsaumbildung an der Grenze zweier Perthite. Roter Granit von Virbo, Schweden. — Beide gut begrenzten Albitsäume sind mit dem ihnen gegenüberliegenden Perthit kristallographisch gut // orientiert, was durch die Lage der Spaltrisse und Zwillingslamellen bekundet wird. Das ist nur so zu verstehen, daß die Perthite als Blastetrix richtunggebend auf die verdrängende Albitkornart gewirkt haben. Die Albitsäume sind bei niedriger Temperatur entstandene Bildungen von Grenzflächenreaktionen, die aber keinerlei Rückschluß auf die Entstehungsweise des Kalifeldspates zulassen. Vgl. S. 126. — 70x.

Abb. 15: Orientierte Albitsaumbildung, Zentralgneis, Untersulzbachtal, Hohe Tauern. — Hier ist die Orientierung der Albitsäume zumeist schwerer zu erkennen und in diesem Fall sind sie bereits durch Granulierung gestört. Vgl. S. 126. — 70x.

Photo: Abb. 1 und 2: Bors & Müller, alle anderen Abbildungen: G. Fraschl.

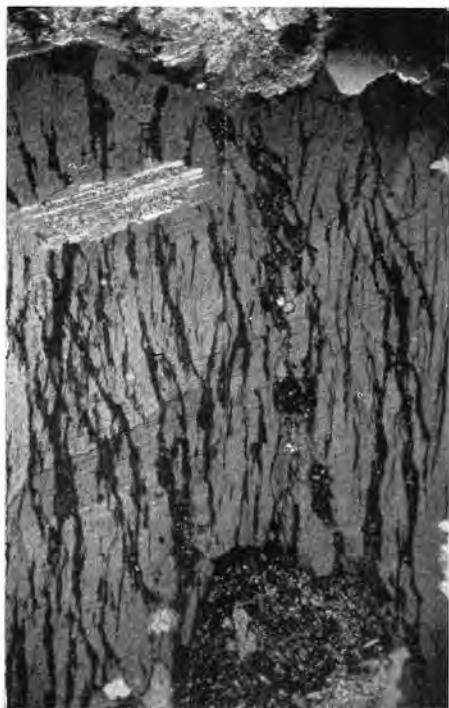


Abb. 12



Abb. 13



Abb. 14

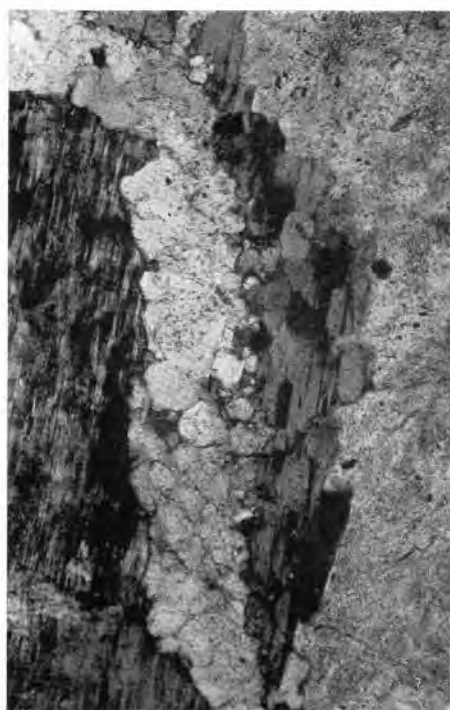


Abb. 15

Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen.

Von F. Karl (Innsbruck)

(Aus dem mineralogisch-petrographischen Institut der Universität
Innsbruck).

(Mit Tafel XI)

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden alle bisherigen B-Achsengefügeuntersuchungen aus den Ostalpen besprochen und in einer Kartendarstellung in Übersicht gebracht. Es wird an Hand einzelner Arbeiten die Bedeutung der B-Achsenuntersuchungen für die Ostalpen-Geologie im speziellen und für geologische Arbeiten im allgemeinen erneut unterstrichen. Bezüglich sich charakteristisch spitzwinkelig überprägender B-Achsenrichtungen wird durch einen Vergleich der bisherigen Arbeitsergebnisse auf neue Überlegungen hinsichtlich der Altersunterscheidbarkeit dieser Richtungen im Zusammenhang mit geologisch tektonischen Vorgängen hingewiesen.

Der bekannte, aber nicht näher definierte Begriff Streckungsachse erhielt seine elementare Bedeutung für geologische und tektonische Untersuchungen erst als symmetriologische Betrachtungsweise im Korn-Handstück- und Aufschlußgefüge den Begriffsinhalt klar als die Lotrechte auf eine Symmetrieebene des betrachteten Gefüges umriß, bzw. überhaupt erst aufstellte, und als die Lagepersistenz dieses Gefügedatums im Felde erkannt wurde. In diesem Sinne existiert also dieser Begriff als tektonisches Gefügeelement erst, seit er von Prof. Sander als B-Achse definiert wurde und durch zahlreiche Gefügeanalysen (Sander-Schmidt) belegt war. Die für eine Beschreibung von Raumdaten erforderlichen Koordinaten ergaben sich aus dieser ausgezeichneten Richtung (Koordinate b) aus der Richtung der Bewegung (Koordinate a) und aus der Lotrechten auf beide Koordinatenachsen der Koordinate c. Die Anwendung des Begriffes der B-Achse in der Aufnahmsgeologie führte naturgemäß im Laufe von 25 Jahren zur Weiterentwicklung der Anwendungsmöglichkeiten und so zu einer tektonischen Analyse mit Hilfe von B-Achsen, wie sie in der Arbeit Flächen- und Achsengefüge (Sander, 1942) und in der Gefügekunde (1948) praktisch und allgemein methodisch dargelegt ist. Die Einzelarbeiten, die hier besprochen werden, entstammen daher einer Entwicklungsperiode von mehr als zwanzig Jahren und sind nach diesen Gesichtspunkten auch zu beurteilen. Es fehlt darum auch dieser überblicksmäßigen Darstellung die wünschenswerte Homogenität eines Gesamthildes, was für jedwede Auswertung des Referates zu beachten wäre. Die Zusammenstellung wurde in erster Linie im Hinblick auf mögliche neue Überlegungen beim Prägungsvorgang von B-achsialen Gefügen verfaßt, welche abschließend zur Diskussion gestellt werden, weiters wegen des regionaltektonischen Wertes sowie der aufnahmsgeologischen Bedeutung verschiedener verstreuter Arbeits-

ergebnisse, zum geringeren Teil aus chronistischen Gründen, wengleich auch diese sehr aufschlußreich erscheinen und den Ursprung dieser Arbeitsmethode wiederum unter Evidenz stellen.

Es ist nicht beabsichtigt, aus dem Staud der bisherigen Untersuchungen eine großräumige tektonische Synthese abzuleiten oder zu einer solchen anzuregen. Bezüglich ausführlicheren Darstellungen über B-Achsen und deren unterscheidbare Varietäten muß auf das Sachverzeichnis der Gefügekunde verwiesen werden.

Den Herrn Kollegen Blom, Fuchs, Mignon, Ruttner, Schmidegg, Schulz und Wopfner danke ich dafür, daß sie mir noch unpublizierte Ergebnisse zur Mitverwertung zur Verfügung stellten. Auf Herrn Professor Sander, dem wir die Untersuchungsmethoden verdanken, geht die Anregung zu diesem zusammenfassenden Bericht zurück, wofür ich mich besonders bedanken möchte. Es erscheint mir erwähnenswert, daß ich für die folgenden Ausführungen selbstverständlich in voller eigener Verantwortung einstehe.

Auf beiliegender Karte versuchte ich alle bisherigen Einzeluntersuchungen nach dieser Arbeitsmethode übersichtlich darzustellen. Der Maßstab zwang zu Zusammenfassungen, die dem Verfasser im Hinblick auf die allgemeiner und wichtiger erscheinende Fragestellung nach gemeinsamen Zügen in Achsenlagen und Prägungsvorgängen gerechtfertigt erschienen, die aber für eventuelle tektonische Synthesen die Mitherauziehung der Originalarbeiten erfordern. Auf der Karte sind in Kreisen die Ergebnisse von B-Achsenanalysen und durch Pfeile B-Achsenmessungen ohne Kommentare und Korngefügeanalyse gekennzeichnet. Die steilachsrig gefalteteu Areale sind durch mehr oder weniger stark ausgezogene Strukturlinien und durch lotrechtstehende B-Achsen als kräftige Punkte kenntlich gemacht. Die Darstellung von B-Achsenrichtungen in Kreisen entspricht einer Darstellung in flächentreuer Azimutalprojektion der unteren Hälfte einer Kugel. Damit ist es möglich, die Richtungen dreidimensional zu demonstrieren. Die der kartenmäßigen Übersicht zugrunde liegende Geologie ist ein für diesen Zweck zusammengefaßter Auszug aus der geologischen Karte von Österreich und einzelnen Detailkartierungen und hat nur den Zweck, in groben Zügen über die geologische Situation zu informieren. Die folgenden Besprechungen der einzelnen Arbeiten beziehen sich auf die in der Übersichtskarte dargestellten Diagramme. Auf einzelne B-Achsenmessungen kann nicht eingegangen werden, wengleich sie der Vollständigkeit halber mit in die Karte aufgenommen wurden. Eine erste derartige Zusammenfassung verfaßte Sander (1951) in L. 35, welche auch die Fugensysteme der Dolomiten miteinschließt.

Im Westen beginnend, liegen im Ferwall zwei Arbeiten von Reithofer (L. 22 und 23) von 1935 und 1951 vor, die in Zusammenfassung der Gelände-B-Messungen im nördlichen Raum des Ferwall (vgl. D 1) N 70 E und wahrscheinlich EW-B-Achsen, im südlichen Raum (D 2) N 60 W—N 105 W streuende B-Achsenrichtungen ergeben. Das vorwiegende Einfallen ist gegen West. Bemerkenswert ist an der älteren Arbeit, daß Reithofer auf Grund seiner genauen Messungen bereits spitzwinkelige Überprägungen mehrerer altersverschiedener B-Achsenysteme erkannte und darauf hinwies. Ebenso verwies er in der Arbeit 1951 auf diese Tatsache. Die Gleichzeitigkeit von Flächenverstellung und Achsenprägung mit β und B wird nachgewiesen. Zur weiteren Auflösung der erkannten Überprägungen

mehrerer B-Achsensysteme wäre eine Auswertung der erwähnten Altersverschiedenheiten vorzuschlagen, außerdem scheint es mir aus der kartennmäßigen Darstellung der B-Achsen wahrscheinlich, daß im ausgezählten Diagramm aller B die Maxima von spitzwinkelig überkreuzten Richtungen durch die Auszählung verwischt wurden. Vorerst kann aus den beiden Arbeiten entnommen werden, daß im westlichen Ferwall die B-Richtungen N 70 E und EW dominieren und im hinteren Montafon zu diesen Richtungen noch die B-Achse N 65 W kommt. Die von Reithofer gezeichneten Überkreuzungen mehrerer B-Richtungen zeigen Winkel von 30, 60 und 90°, was für spätere Feststellungen von Bedeutung ist.

Das nächste Diagramm (D 3) entstammt einem unpublizierten Stollengutachten Mignons (1951) und zeigt die B-Achsenrichtungen N 75 W und N 70 E, welche teilweise nebeneinander sowie als Überprägungen im Handstückbereich existieren. Ganz ähnliche Ergebnisse brachten andere ebenfalls unpublizierte Untersuchungen Mignons aus dem Hinteren Kauner- und Piztal (D 4, D 5). Das B-Achsensammeldiagramm (D 6) von Reithofer (L. 21) (1932) ergibt das gleiche Bild. Aus dem vorderen Piztal liegt von C. Buck bereits aus dem Jahre 1928 eine gefügeanalytische Untersuchung (L. 2) vor (vgl. D 7). Die Arbeit läßt trotz Kritik die B-Richtungen in EW und NE als gesichert erscheinen. In der Arbeit werden erstmalig Gefügediagramme auf einer Kartenunterlage dargestellt. Die Arbeitsmethode und die Ergebnisse Bucks wurden von Sander (1934) in Fortschritte der Gefügekunde (L. 30) ausführlich kritisiert, worauf ich verweisen möchte. Aus den unpublizierten Gutachten für Energieanlagen von Schmidegg (1952) (D 8), und Mignon (1952) (D 9), im Landecker-Quarzphyllit resultieren die Richtungen N 70 W, N 70 E bei Schmidegg, N 70 E und EW weiter östlich im Arbeitsbereich Mignons; wobei es Schmidegg an Hand von Überprägungen und Feldbeobachtungen möglich war, die stärker vertretene N 70 E-Achsenrichtung als die jüngere anzugeben. Mignon konnte zeigen, daß die N 70 W-Achse die Trias miterfaßt.

Sehr interessante Ergebnisse zeigten die im Druck im Neuen Jb. f. Geol. u. Pal. befindlichen Gefügeuntersuchungen von Wopfner (1953) in der Muttekopfgosau, welche sowohl paradiagenetische wie postdiagenetische Faltungen nach Richtung und Alter zu trennen vermochten. Sie ergaben, daß paradiagenetische und postdiagenetische Faltungsachsen in einem Streubereich von EW bis N 70 E älter sind als paradiagenetische und postdiagenetische B in Richtung N 70 W. Die beiden Richtungen liegen hier stockwerkartig übereinander und sind durch eine Transgression getrennt. Nach Wopfner ist es wahrscheinlich, daß sowohl die paradiagenetischen wie auch die postdiagenetischen Formungen jedes Stockwerkes jeweils in einen nicht unterbrochenen Formungsablauf zu stellen sind. Beide Prägungsvorgänge liegen geologisch zeitlich para- bis nachgosauisch. Es ist hervorzuheben, daß durch statistische Auswertung paradiagenetischer Fältelungen über den ganzen Raum der beiden Gosaumuldenschenkel Hinweise vorliegen, daß bereits die ursprünglichen Muldenachsen die Richtungen N 70 E und N 70 W besaßen. Aufschlußreich ist die Tatsache, daß knapp südlich davon im Landecker Quarzphyllit, wie vorher erwähnt, die gleichen B-Achsenrichtungen in umgekehrter Altersbeziehung vorliegen. Dies darf

als Beispiel dafür angeführt werden, daß schon auf engerem Raum nicht ohne Prüfung von der Richtung einer B-Achse auf deren Alter spekuliert werden kann.

Eine sehr ausdrucksvolle Arbeit in bezug auf die Anwendung von B-Achsen für die Aufnahmegeologie stammt von Schmidegg (1933) (L. 37). Nachdem Sander bereits 1912 (L. 26) und ausführlich 1914 (L. 27) die steilachsige Faltung und Schlingenbildung beschrieb, hat Schmidegg nun ebenso das über große Bereiche stark wechselnde Streichen der Gesteinspartien im südlichen Ötztal auf Faltung um steile bis senkrecht stehende Achsen zurückführen und durch die Kartierung einen schlingenartigen Bau des ganzen Areals nachweisen können. Aus den durchgeführten Vergleichen zwischen Kristallisation und Deformation ergab sich, daß die Schlingenbildung von den Kristallisationen überdauert wurde und daß sie jünger bis gleichalt als die häufigen Orthogneis- und Orthograniteinschaltungen ist. Nachkristalline horizontalliegende B-Achsen in EW und ebenso streichende hasische Gänge sind jünger als die Schlingenbildung. Der angrenzende Schneebergerzug wurde zum Teil in die Schlingenbildung miteinbezogen, seine Kristallisation die der Tauernkristallisation gleichzustellen ist, hat auch hier die steilachsige Tektonik überdauert. Alle B-Achsen sind durch Kornfügungsmessungen als solche erwiesen. Zusammenfassend wird der Ablauf der petrotektonischen Ereignisse von Schmidegg in diesem Raum folgend schematisiert: 1. Steilstellung der Schichten mit eingelagerten Orthogesteinen bei EW-Streichen. 2. Schlingenbildung durch ältere NE—SW- und jüngere NW—SE-Einengung mit gleichzeitig vereinzelt Granitintrusionen. 3. Entstehung der EW-streichenden basischen Gänge. 4. Nachkristalline Prägung von EW-B. Die Formung der Schlingenachsen als Steilachsen ist aus aufnahmegeologischen Gründen gesichert. Für eine Synthese, die mit großräumigen Bewegungsvorgängen, so z. B. Tangentialtransporte von S nach N argumentiert und namentlich für die Deckensystematik von Wurzelgebieten erwiesen sich die steilachsig gefalteten Räume als ein schwer überbrückbares Hindernis; Untersuchungen über spitzwinkelige Überprägungen im steilachsigen Bereich wurden damals noch nicht ausgeführt, ebenso sind Beziehungen zwischen steilachsigen Räumen im Süden und flachen B-Achsenlagen im nördlichen Teil der Ötztalermasse noch aufzuklären.

Im Tonalegebiet und westlich der Judikarienlinie kartierte Schmidegg (1936) gleichfalls steilachsigen Bau mit Schlingenbildung (L. 38). Nach diesen B-axialen Gefügeuntersuchungen liegen im Tonalegebiet außerhalb der Schlingen ein älterer Formungsplan mit N 70 E-Achse und ein jüngerer mit EW-Achse vor (D 11). Die Schlingenbildung stellt Schmidegg zeitlich mit der Bildung der EW-Achsen zusammen, u. zw. derart, daß letztere angrenzend an die Schlingenbereiche vorliegen und von Steilachsen abgelöst werden. Zu diesen Schlingenbildungen führten EW-Relativbewegungen, wobei Südliches gegen E und Nördliches gegen W sich bewegte. Die Schlingenbildung ist hier in bezug auf Quarz-Biotit-Hornblende-Kristallisation vorkristallin. Nicht näher untersuchte jüngere Bewegungen entlang der Tonale- und Judikarienlinie werden angeführt. Es ist hier wie im Ötztaler-Schlingengebiet die Einordnung des Schlingenbaues in ein geschlossenes Bewegungsbild noch nicht endgültig geklärt. So verlangten besonders die Beziehungen zwischen horizontalen EW-Achsen

und Steilachsen eine weitere Untersuchung, welche übrigens vom Verfasser geplant war, aber äußerer Umstände wegen unterbrochen wurde. Es muß erwähnt werden, daß namhafte Geologen, denen der Begriff der B-Achse nicht geläufig war, diese Baue als Schollentektonik auffaßten, also den einheitlich B-achsialen Baustil nicht erkannten.

Gewissermaßen im Entstehungsgebiet der tektonischen Analysen am Tauernwestende und dessen näherer und weiterer Umgebung liegen naturgemäß die meisten derartigen Untersuchungen vor. Es sind hier von W nach O in der Besprechung fortfahrend westlich der Sill die Arbeiten von Fuchs und Schmidegg zu behandeln.

Schmidegg beschreibt 1954 in L. 44 (vgl. D 12) westlich der Sill die jüngeren Achsenrichtungen in N 70 E, die älteren in N 70 W bis N 40 W, B-Achsen in Richtung N 20 E werden als $B' \perp B$ zu Letzteren gedeutet. Östlich der Sill decken sich die B-Achsenrichtungen und deren Altersunterscheidungen mit den B-Achsen- und Flächenanalysergebnissen von Sander (1942). Ein vorerst auffallender Unterschied beim Vergleich der beiden Seiten ist, daß westlich der Sill EW-B-Achsen fehlen. Der Verlauf des Silltalbruches ist subparallel den örtlich unterschiedlich vorherrschenden B-Lagen, wie sie westlich der Sill gemessen sind.

Untersuchungen über Bewegungsvorgänge im Quarzphyllonit der Steinacherdecke und im Brennermesozoikum wurden von Fuchs (1939) in L. 13 veröffentlicht (vgl. D 13). Dem tektonischen Transport der Steinacher Quarzphyllonite sind nach Fuchs als ältere B-Achsen N 60 W als jüngere N 50 — 70 E-Achsen zuordenbar. Die beiden Richtungen treten in stockwerkartigen Horizonten übereinander auf. Fuchs betont, daß an der Grenze dieser beiden Quarzphyllitstockwerke Überlagerungen beider Richtungen mit wechselndem Zeitverhältnis der Achsen zueinander existieren und schließt daraus, daß der zeitliche Unterschied der beiden Bewegungspläne nicht groß gewesen sein kann, ja, daß sich die Bewegungen mindestens teilweise zeitlich überlagern.

Schmidegg hat 1949 in L. 42 die Ergebnisse von Fuchs zum Teil bestätigt, schwächt aber die scharfe stockwerkartige Trennung der beiden Bewegungspläne insofern ab, als er nur unterschiedlich starkes Vorherrschen jeweils einer dieser beiden Richtungen in böber und tiefer gelegenen Gesteinspartien feststellen kann. Außerdem ist nach Schmidegg die Formung mit B NE als Einengungstektonik und nicht als Tangentialtransport aufzufassen und der Streubereich dieser jüngeren B-Achsen (ENE—NE) größer als bei Fuchs. Die Meinung Schwingers (1925) (L. 46), daß im Steinacherkarbon eine andere Tektonik als im umgebenden Quarzphyllit vorliege, ist durch den Nachweis gleicher B-Achsenpläne in beiden Gesteinen schwer aufrecht zu halten. Bei der Beurteilung der Kohlenvorkommen hat sich die Erkenntnis, daß die Flöze zu B-achsialen Gebilden geformt sind, entscheidend bewährt. Aus beiden Arbeiten von Fuchs und Schmidegg über die Steinacherdecke kann hervorgehoben werden, daß NW-B-Achsen neben ENE—NNE-B-Achsen existieren, die beide aber ihrer Entstehung nach zeitlich sehr nahe aneinanderzurücken sind und daß auch hier wie weiter nördlich EW-B-Achsen nicht in Erscheinung treten. Beide Achseurichtungen sind durch Fuchs im Korngefüge kontrolliert (Quarzachsengürtel). Sie sind außerdem

im Bernnermesozoikum nachgewiesen und daher nachtriadischen Alters. Die WNW-B-Achse ist nach Schmidegg und Fuchs einem Tangentialtransport zuordenbar.

Vom Tauernwestende liegen eine Anzahl grundlegender Untersuchungen Sanders vor, die sich — beginnend mit der geologischen Kartierung des Raumes — über einen Zeitraum von 30 Jahren erstrecken und letztlich in der Gefügekunde den entscheidenden allgemeinen Niederschlag fanden. Die tektonisch-analytischen Untersuchungen vom Handstück bis Profilbereich dieses Raumes sind in L. 32 (1942) regional zusammengefaßt. Sie wurden im vorliegenden Bericht übernommen (D 13—23), nach der am Tauernwestende üblichen Gruppierung der Gesteinsserien besprochen und ebenso in die Übersichtskarte eingetragen. Das Diagramm 14 im westlichen Bereich der Innsbrucker Quarzphyllonite ergab sich aus drei nebeneinander auftretenden und teilweise sich überkreuzenden B mit einem Überkreuzungswinkel zwischen 25 und 35° für die Richtung WNW, EW und ENE und einer deutlich ausgeprägten NS-Achse. Alterstrennungen waren durch Überprägungen und Abwickelbarkeit von Falten in mehreren Fällen möglich: Sie ergaben ENE jünger als EW und WNW, außerdem aber ein jüngstes Wiederaufleben der EW-B-Achsenprägung. Durch Korngefügeuntersuchungen Ladurners (1950) (L. 17) wurden WNW und NE-Achsen durch Quarzgürtel belegt. Ebenso ließ sich eine in bezug auf diese Richtungen jüngere EW-Achsenprägung nachweisen, die sich aber nicht im Quarzgefüge abbildete. In anderen von Ladurner gemessenen Beispielen ergab sich, daß die jüngeren EW-Achsen mit älteren B gleicher Richtung zusammenfallen. Aus der Feststellung von Bewegungsrichtungen, die zur Prägung dieser B-Achsen führten, ergab sich in allen Fällen Einengungstektonik, welche gegenüber einem Deckenschema aus „einem Gnf“ schon seit 1911 durch Sander (L. 25) illustriert ist und immer betont wurde.

Aus dem nördlichen Streifen der Oberen Schieferhülle einschließlich der Tarntalergesteine sind im nächst südlichen Diagramm (D 15) wiederum die bekannten drei Richtungen gegeben, jedoch fallen sie hier in Nähe des Silltales bereits deutlich nach W ein. Die Alterstrennung ergab die EW-Achse als jüngste Formung, die N 70 W und N 70 E-Achse als ältere. Die gleichen Altersbeziehungen sind aber auch im Quarzphyllonit aus der Wattener-Lizum beschrieben. Alle B-Achsen wurden stoffkonkordant und stoffdiskordant angetroffen. Die B-Achse N 70 E findet sich neben EW B und N 70 W B auch in den südlich folgenden Tauerngneisen. Die Achse N 70 E ist vorkristallin bis parakristallin zur letzten Metamorphose des Zentralgneises und der Tauernkristallisation.

Diagramm 16 weiter südlich sammelt wiederum Messungen aus der oberen Schieferhülle, u. zw. von Hinterschmirn bis Tuxertal. Neben einer NS- bis SW—NE-Einspannung mit annähernd horizontalen Achsen im Raume des Tuxertales und deutlich westlich einfallenden in Hinterschmirn treten näher dem Zentralgneis ENE-Richtungen deutlich W-fallend hervor, welche der verbreiteten NNW—SSE-Einspannung der Zentralgneise und Schieferhüllen am Tauernwestende zugeordnet und im Vergleich mit den EW—NW B als älter eingereiht werden. Stoffkonkordante wie stoffdiskordante Achsenprägungen wurden für jede der B-Richtungen angegeben.

D 17 zeigt die B und β (strichliert) Situation östlich und ostnordöstlich des Brennerpasses. WSW- und W-fallende B (Plissierung des Tauernschieferhüllenmantels am Tauernwestende) wurden von einer jüngeren NS- β -Prägung, also einer EW-Einspannung, überdauert. Spitzwinkelige Überprägungen von B mit Kreuzungswinkel zwischen 20 und 40° werden von hier beschrieben.

Aus dem Raume des Zentralgneises liegen in D 18 WNW- und ENE-B-Achsen vor, beide Richtungen fallen deutlich nach W ein.

D 19 zeigt streuende EW B 20° bis 30° W-einfallend in der Tauernschieferhülle und im Altkristallin zwischen Eisack und Pfitsch; spitzwinkelige Überprägungen von zwei B-Achsen auf einem s werden erwähnt.

D 20 zeigt südwestlich des Brenner NW-B-Achsen aus dem Altkristallin (diese sind aber auch im Brennermesozoikum nachgewiesen) und dazu deutlich jüngere B in NE und EW. EW-Einspannung erzeugte NS 25 N-einfallende β und B. Die EW- bis EENE-streuenden B-Achsen stammen aus dem Tauernkristallin. Nach ihren relativen Altersbeziehungen reiht Sander diese Prägungsvorgänge vom älteren zum jüngsten: EW bis EENE, NW, NE und EW, NS.

D 21 faßt die B und β (strichliert) im Raume des südlichen Sterzinger Beckens zusammen und zeigt die Richtungen EW, ENE und WNW und deren W-Einfallen, welches die B-Achsen des Tauernwestendes charakterisiert.

D 22 stammt aus den Penser Glimmerschiefern in Nähe der Grenze zur Tauernschieferhülle und zeigt den Unterschied im Achseneinfallen dieser westlich über der Tauernhülle folgenden tektonischen Serien.

Die Achsenlagen und zum Teil deren Verhältnisse-Prägung: Kristallisation am Jaufeupaß (D 23) weisen wiederum auf einen Vergleich mit den Schieferhüllgesteinen des Tauernwestendes, was hinsichtlich des Alters der Kristallisation in den mineralreichen Penser Glimmerschiefern interessant erscheint.

Auch in den beiden letztgenannten Diagrammen sind die geläufigen Richtungen ENE und EW vertreten.

Trotz des scharfen Gegensatzes im tektonischen Bau nördlich und südlich des Brixner Granits — wie ihn Sander hervorhebt — wird die Tatsache vermerkt, daß südlich des Brixner Granits im Brixner Quarzphyllit neben NS-B- auch N 70 E- und N 70 W-Richtungen als Prägung durch Einengung existieren, hingegen scheint nach den wenigen bisherigen Messungen die EW-Achse zu fehlen (vgl. D 24).

Die Diagramme 17—23 erheben nicht den Anspruch, alle in den besprochenen Räumen vorhandenen B-Achsen erfaßt zu haben, sie sind in ihrer jetzigen Form lediglich die erste Zusammenfassung und Auswertung vieler Einzelbeobachtungen. Überblickshalber wird in Abb. 1 ein Schema der charakteristischen B-Achsenstreichrichtungen und deren Altersrelationen, wie sie im Gesamttraum des Tauernwestendes beschrieben wurden, gegeben. Die Darstellung ist aus Sander (1940) (L. 31), entnommen. In einer korngefügekundlichen Untersuchung J. Ladurners

über die Dolomitregelung und deren regionale Verbreitung (L. 18) werden die Lokalitäten der untersuchten Proben in einer Kartenskizze in Übersicht gebracht. Diese Arbeit kann hier als zusätzliche Kontrolle der Korngefüge von B-Achsen mitangeführt werden.

Tektonische Synthesen vom Tauernwestende sind in verschiedenen Arbeiten enthalten, in denen jedoch die besprochenen b-achsialen Gefügeanalysen nicht ausgewertet wurden. In der Arbeit Sanders „Zur Geologie der Zentralalpen“ (1921) (L. 28) wurde jedoch bereits auf die großen stofftektonischen Achsenrichtungen EW und N 70 E im Großbau hingewiesen und auch an Stelle der Annahme von Fenstern durch einsinnige Überschiebung mit gleichwertigen Fensterrändern die Möglichkeit zur Diskussion

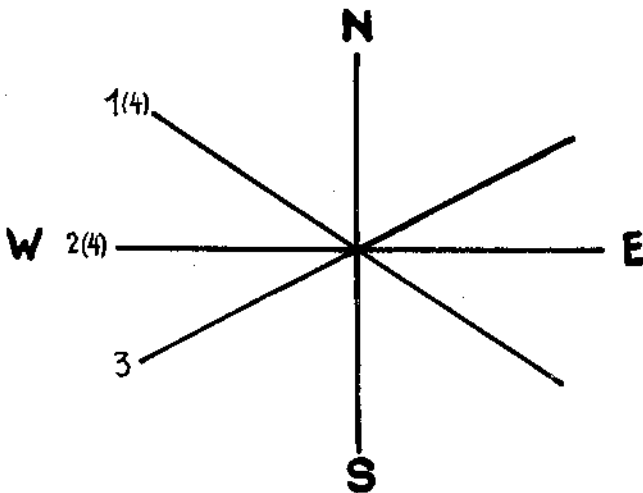


Abb. 1. Altersschema und generelle Streichrichtungen der B-Achsen am Tauernwestende. (Jüngere Achsen haben höhere Zahlen.) Nach Sander B., 1940.

gestellt, daß es sich (z. B. heim Engadiner- und Tauernfenster) um Transporte handelt, deren Richtungen erst zu kontrollieren sind.

J. Blom kam bei seinen noch unpublizierten geologischen Aufnahmen in der Marmolata zu dem interessanten Ergebnis, daß auch dort die B-Achsen EW und N 70 E die Repräsentanten der Hauptformungspläne sind (D 25). Einengungen sind durch großräumige Antiklinalen und Synklinalen gegeben, denen das s-Flächengefüge und zum Großteil auch das Fugengefüge zordenhar ist. Bemerkenswert ist, daß Blom aus seinen Kartierungsbeobachtungen die Meinung vertritt, die formenden Bewegungen wären bei geologischer Betrachtungsweise in einen zeitlich nicht unterbrochenen zusammenfaßbaren Ablauf zu stellen.

Ans der Umgebung und dem Bergbau der Salzlagerstätte Hall in Tirol führte Schmidegg (1951) eine Analyse des tektonischen Gefüges durch (L. 43),

D 26. Sie ergab in der Umgebung der Lagerstätte im Wettersteinkalk eine ältere EW-Achse, die dem Deckenvorschub von S nach N zugeordnet wird und jüngere mehr oder weniger steil S-einfallende B auf dem S-Schenkel dieser Antiklinale, welche Quereinengungen entsprechen. In den höher teilbeweglichen Gesteinen der Lagerstätte treten außerdem noch B in N 70 E und N 60 W auf. Die Querfaltungachsen liegen aber da horizontal und die der älteren EW-Antiklinale entsprechende EW-B-Achsenrichtung fehlt. In der Deutung der Querfalten entscheidet sich Schmidegg noch nicht, ob lokale Inhomogenitäten deren Ursache sind, oder ob diese Stauchfalten als $B' \perp B$ syntektonisch den Richtungen N 70 E, EW und N 60 W anzuschließen wären. Es ergibt sich auch hier die schon oft begeguete Scharung der charakteristischen 3 B-Achsenrichtungen mit einem Kreuzungswinkel zwischen 20 und 30°. Im Arbeitsvorgang, den Schmidegg anwendet, ist ähnlich der A. V. A. bei Korngefügen darauf bedacht genommen, daß aus dem Sammeldiagramm noch ablesbar ist, welche Maxima welchen Bereichen im Gebiet entsprechen und so Inhomogenitäten in ihrer räumlichen Verteilung erhalten bleiben und beurteilt werden können. Bei entsprechend homogener Verteilung der Einzelmessungen über den ganzen Bereich läßt sich dies durch eine B-Achsen- bzw. β -Verteilungskarte, wo die in bezug auf B oder β noch homogenen Unterbereiche durch Diagramme dargestellt werden, noch übersichtlicher machen. Beispiele dafür sind in der Arbeit von Fuchs (1944), und in Arbeiten vom Referenten, 1951 und 1953, gegeben.

Unmittelbar nördlich der Haller Salzlagerstätte führte Schulz (1953) eine Fugen-s-Flächen- und B-Achsenanalyse im Bergbauebiet Lafatsch durch. Die Arbeit erscheint voraussichtlich in den Berg- und Hüttenmännischen Monatsheften. Auf meiner Karte wurde in D 27 nur das Ergebnis bezüglich der B-Achsenlagen aufgenommen, es zeigt wiederum die Achsenrichtungen EW und N 70 E. Querfaltung, wie sie Schmidegg unmittelbar südlich davon feststellt, tritt im Gebiete von Schulz weniger deutlich hervor. Die Arbeit, die der lagerstättenkundlichen Fragestellung entsprechend vorwiegend auf die Fugenanalyse eingeht, zeigt neuerdings, um wieviel sicherer die geologischen Deutungen von Fugengefügen werden, wenn diese nach gefügekundlich analytischen Methoden auf ihre Zuordenbarkeit zu B-achsialen Formungsplänen überprüft werden. Durch genaue Beobachtung der Harnischrillen konnte außerdem nach dem Ende der letzten Erzkristallisation eine Wiederbetätigung der älteren Formungspläne mit EW und N 70 E-Achsen nachgewiesen werden.

Aus den nördlichen Kalkalpen, u. zw. dem Gebiet um den Achensee und aus dem Kaisergebirge liegt eine Untersuchung von Fuchs (1944) (L. 14) vor (vgl. D 28). Diese detaillierte Analyse der s-Flächen und Achengefüge galt in erster Linie der Auflösung des Mechanismus eines Knickes der Kreidemulde nördlich des Achensees, welchen Amperfer nach dem Prinzip einer Drehscheibe deutete. Fuchs kommt jedoch aus der tektonischen Analyse zur Ansicht, daß es sich hier um ein tektonisches Gesamtbild handelt, das aus mehreren unterscheidbaren, bis in die Zentralalpen raumpersistenten Formungsplänen zusammengesetzt ist. Diese Formungspläne sind durch ihre repräsentativen β -Richtungen im Diagramm dargestellt und können in zeitlicher Abfolge — teilweise auch stratigraphisch zeitlich — voneinander unterschieden werden. Es ergibt sich, daß hier die β -Richtungen NS, NNE, WNW und EW vorgosauisch, die Richtungen ENE

und die jüngere EW-Richtung nachgosauisch sind. Nach Fuchs sind die einzelnen Formungspläne nicht durch lokale Inhomogenitäten bedingt; die gleichen B-Lagen wurden von Fuchs im Kaisergebirge und in den Kitzbüheler-Alpen wieder gefunden. Aus den jüngsten Ergebnissen H. Wopfners in der Muttekopfgosau sind dort im Gegensatz zu den Ergebnissen von Fuchs die WNW-B-Richtungen auch gosauisch bis nachgosauisch. Dieser Unterschied im Entstehungsalter gleicher Richtungen muß wieder hervorgehoben werden. Ebenso ist in diesem Zusammenhang die junge Wiederbetätigung des Formungsplanes mit EW-B-Achse zu nennen, wie dies Fuchs im Achenseegebiet festgestellt und Sander (1942) es am Tauernwestende nachgewiesen hat. Die Arbeit von Fuchs ist in der Entwicklung der tektonisch analytischen Gefügeuntersuchung von Bedeutung, da sie erstmalig diese Arbeitsmethoden in den Kalkalpen anwendet, deren Baumaterial sehr oft keine im Handstück frei sichtbaren B-Achsen zum Ausdruck bringt. Als Gefügedaten wurden von wenigen Fältelungsachsen abgesehen ausschließlich sedimentäre s-Flächen verwendet. Die übrigen Fugensysteme sind nicht behandelt. Einwände gegen die Anwendbarkeit der Gefügeanalyse mit tektonischen Raumdaten (hier B-Achsen) in der starren Trias-Kalkmasse erscheinen erst dann diskussionsreif, wenn sie auch das Vorhandensein von Scherungs-B-Achsen in Abrede stellen. Aus dem Fehlen von Faltungs-B-Achsen kann nicht auf das Fehlen von B-Tektonik im Sinne Sanders geschlossen werden.

Schulz bestätigte (1952) im Anschluß an diese Arbeit in der Brandenberger Gosau EW und N 70 E B-Achsen als nachgosauische Prägnungen (L. 45).

Schmideggs Untersuchungen über den geologischen Bau des Bergbaugebietes von Schwaz (1943) (L. 41) ergaben als wesentliche Neuheit steilachsige Tektonik mit Schlingenbau. Diese erfaßt den Schwazer-Augengneis, den Schwazer-Dolomit und die Wildschönauer-Schiefer. In der Umgebung des Schlingegebietes dominieren NE- bis NNE- und NW-Achsen. Zu den Altersbeziehungen der B-Achsen wurde angeführt, daß wahrscheinlich die Prägung der B (NE) in den gleichen Akt zu stellen ist, in welchem die Schlingenbildung stattfand. Die Entstehung der NW-B-Achsen ist jünger.

In einer gefügeanalytischen Untersuchung aus dem Gerlostal (1952) (L. 15), versuchte der Referent eine detaillierte B-Achsenanalyse auszuführen, welche im besonderen Überprägungen mehrerer B-Achsen beachtete. Die Untersuchungen wurden im Felde und ausschließlich an orientiert entnommenen Handstücken durchgeführt. Im Sammeldiagramm der B-Richtungen D 29 sind wiederum neben anderen die vom Tauernwestende bekannten Richtungen EW, N 70 E und N 75 W ersichtlich. Diese Richtungen sind im Felde stoffkonkordant und stoffdiskordant zu beobachten. Ihr Verhältnis zur Kristallisation ist para- bis nachkristallin, in zentralgneisnahen Bereichen auch vorkristallin. Neben den genannten B-Achsenrichtungen sind noch Richtungen in NS, NNW, NW und NE als mehr oder weniger raumpersistente B-Lagen unterschieden. Die angegebenen Altersunterscheidungen von den älteren Richtungen in NW über WNW EW zu den jüngeren ENE bis jüngsten NS-Richtungen wurden durch Beobachtungen von Überprägungen am Handstück und konstruktive

Horizontierung ermittelt. Die zeitliche Abfolge der B-Achsenprägungen ist mit den Ergebnissen Sanders im Tauernwestende aber auch mit der von Fuchs aufgestellten Reihenfolge im Achenseegebiet teilweise vergleichbar. Durch Untersuchungen an Großfalten, auf denen die älteren Achsenrichtungen ebenfalls sichtbar waren, wurden Fragen des Rotationssinnes bei konstruktiver Horizontierung diskutiert und damit in Zusammenhang gebracht, ob in einem mehrfach gefalteten Gebiet, wie es im Untersuchungsbereich vorlag, „Nur-Einengung“ oder Einengung nach Deckfaltenbildung im Liegendschenkel vorliegt. Diese allgemeinen Überlegungen sind durch Beispiele belegt, haben aber nur Gültigkeit bei der hier beschriebenen charakteristischen Altersabfolge der B-Achsen. Alle Formungspläne sind ihrem Bewegungsbilde nach Einengungen und im Mesozoikum nachweisbar. In der gleichen Arbeit wurde im Anhang an die B-achsiale Gefügeanalyse der Tal- und Kammverlauf damit verglichen und gezeigt, daß das heutige Relief ein Gefügerelief ist.

Aus dem Raum der Kitzbüheler-Alpen bis tief in den Tauernnordrand zwischen Gerlos und Mittersill liegen von Fuchs aus dem Jahre 1939/40 zirka 6000 Messungen von B, s und zum Teil auch Klüften und 400 eingemessene Handstücke vor. Diese im Innsbrucker Institut mit Unterstützung der Notgemeinschaft der deutschen Wissenschaft durchgeführten Arbeiten konnten höchstbedauerlicherweise durch die Folgen des letzten Krieges immer noch nicht fortgesetzt werden.¹⁾ Im Raume der Kitzbüheler-Alpen ist aber die Analyse der Daten bereits weit fortgeschritten und konnte hier mitverwertet werden. Das dargestellte Diagramm D 30, welches noch unpubliziert für das vorliegende Referat freundschaftlich überlassen wurde, ist ein Sammeldiagramm von 2600 B-Achsen und zeigt auch hier wiederum die Richtungen N 70 W, N 70 E und EW ausgezeichnet vertreten. Diese sind begleitet von drei Richtungen, die sich im gleichen Winkel schneiden und um die NS-Richtung scharen. Wie ähnlich dieses Diagramm den Diagrammen aus der Gerlos, vom Achensee und Kaisergebiet, sowie denen vom Tauernwestende ist, ist zu betonen. Angaben über das relative Alter der B liegen noch nicht vor.

Zusammen mit der Veröffentlichung über die Schlingengebiete im Tonaleraum wurde von Schmidegg (1936) auch ein Schlingengebiet im Defereggengehirge bekannt gemacht (L. 38 und 39). Die Schlingenbögen mit den Steilachsen, neben südeinfallenden NS—N 40 E-Achsen und NW B flacher Lagerung, sowie die als Strukturlinie aufzufassende Grenze zwischen Quarzphyllit und steilachsigen Paragneisen sind auf der beiliegenden Karte dargestellt. Wesentlich ist die Stellung des Kalksteiner-Triaszuges zur Schlinge, wo Schmidegg zeigen konnte, daß der Triaszug die Schlinge quer durchschneidet. Der zeitliche Ablauf der tektonischen Formungen wird von Schmidegg in nachfolgende Reihung gebracht: 1. Formung der kristallinen Steilachsen, 2. Prägung der NS-NE B-Richtungen. Nach diesen beiden Formungen wird der Abschluß der Kristallisationen für Minerale zweiter Tiefenstufe gesetzt. 3. Prägung flacher B (NW) zusammen mit Kristallisationen der 1. Tiefenstufe. Die Formungen unter 1. und 2. interferieren vermutlich zeitlich. Die Kalksteinertrias wurde von diesen

¹⁾ Während der Drucklegung dieses Referates wurde von Fuchs in Tscherm. Min. Petr. Mitt., dritte Folge, Bd. IV (Festband: Bruno Sander), „Vorläufige Ergebnisse von Gefügeuntersuchungen in den Kitzbühler Alpen“ veröffentlicht.

Formungen und von den damit verbundenen Kristallisationen nicht mehr erfaßt, wohl aber wurden in der Kalksteinertrias die B-Achsen (NW) des Planes 3 geprägt. Schmidegg nimmt an, daß der Triaszug im Rahmen der tektonischen Bewegungen zu Plan 3 (NW B) eine von oben her eingeklemmte Scholle ist. Vereinzelt Steilachsen am Rand des Triaszuges werden allerjüngsten EW-Bewegungen entlang der steil stehenden Gesteinsgrenze Kalk-Paragneis zugeordnet. Die Auswertung dieser Ergebnisse ist sehr wesentlich. Sie besagt nach Schmidegg, daß die Triaseinschaltung nicht als Deckenwurzel aufgefaßt werden kann, daß weiters eine Unterteilung dieses hypothetischen Wurzelbereiches in ober-, mittel- und unterostalpin nicht möglich ist, da in diesem Fall die Deckengrenzen quer durch die Schlingen verlaufen würden. Schmidegg kommt daher zur Aunahme, daß die südliche Gneiszone in diesem Raum nur als Einengungszone, bestenfalls mit Scheinwurzelcharakter angesehen werden kann und die Schlingenbildung vortriadisches Alter haben muß.

Faßt man im Hinblick auf die Bedeutung steilachsiger Tektonik die grundlegenden Ausführungen Sanders von 1914 (L. 27) mit den Ergebnissen dieser Arbeit von Schmidegg und den bereits besprochenen aus dem Tonalegebiet, vor allem aber mit den Ergebnissen aus dem hinteren Ötztale (L. 37) zusammen, so ist wohl durch keine anderen Beispiele besser zu demonstrieren, in welchem Maße die B-achsiale tektonische Analyse für die Aufnahmsgeologie ein Fortschritt ist. Der andernorts gebrachte Ausdruck „Wirbel“ (Vortici) für Schlingen entspricht keinem heute bekannten Bewegungsbilde.

Aus den Tauern östlich vom Krimmler-Achental bis zum Großglockner sind keine gefügekundlich-tektonischen Analysen über B-Achsen publiziert; die eingetragenen Messungen sind eine vorläufige Zusammenfassung der Messungen von Frasl (L. 12) und des Referenten im Venedigerbereich.¹⁾ Die eingezeichneten B-Achsenpfeile vom Großglockner bis zum Tauernostende sind hauptsächlich einer zusammenfassenden Karte Exners (L. 4), wo Messungen von Exner, Clar, Cornelius, Wiebols, Beck, Heißel, Schmidt, Schmidegg und Stowasser erfaßt wurden, entnommen und durch einige neue unveröffentlichte Messungen Heißels ergänzt. Sie geben einen Überblick über Achsenlagen in den östlichen Tauern und über jene Teilbereiche, wo detaillierte analytische Untersuchungen der B-achsialen Gefüge nötig wären, um derzeitige Entwürfe tektonischer Bewegungsbilder zu bejahen oder zu verneinen.

Die vor kurzer Zeit vom Referenten erschienene Arbeit (L. 16) (vgl. D 31), die sich auf die Anwendung der Methoden für lagerstättenkundliche Fragen beschränkt, ergab Obertags und im Bergbau die Richtungen N 70 W und EW, beide W-fallend in stoffkonkordanter und stoffdiskordanter Ausbildung. Eine weitere B-Richtung liegt in NW. In der teilweise über der Lagerstätte liegenden Trias des Hochkönigs konnten auf Grund eines Vergleiches der Fugengefüge, wie sie in den Grauwackengesteinen B-achsialen Plänen zuordenbar sind, die gleichen Beanspruchungspläne wiedererkannt werden, und damit das Alter der noch ablesbaren Grauwackentektonik als nachtriadisch angenommen werden. ENE—NE ge-

¹⁾ Auf der Karte (Tafel XI) ist im Beschriftungskopf G. FRASL irrtümlich unter jene Autoren eingereiht, von denen unveröffentlichte Messungen übernommen wurden.

richtete B-Achsen wurden in den Grauwackenschiefern nur vereinzelt gemessen, trotzdem sind sie nach Überlegungen aus dem Fugengefüge wahrscheinlich ebenfalls repräsentative Lineare eines eigenen ausgedehnten Formungsplanes. In der hangenden Hochkönigtrias ist diese Richtung (ENE—NE) gegenüber den EW- und WNW-Richtungen vorherrschend, so daß sich zwischen hangender Trias und liegender Grauwackenzone mit Untertrias eine stockwerkähnliche Anordnung der B-Achsenlagen in bezug auf deren Vorherrschen ergibt. Die genannten B-Richtungen sind in den hochteilbeweglichen Grauwackenschiefern in gegenseitiger Überprägung stets vorhanden und zu erkennen, sofern man, wie es in dieser Arbeit geschah, auch Handstücke untersucht. Die endgültige Alterstrennung der einzelnen Prägungspläne war im Zusammenhang mit dem Vererzungsvorgang in der Form lösbar, daß wohl ein absoluter zeitlicher Unterschied besteht, u. zw. WNW und ENE älter als EW, dieser jedoch geologisch gedacht in einem zeitlich ungliederbaren großtektonischen Ablauf zu stellen ist. Durch die Feststellung des nachtriadischen Alters der noch erkennbaren B-Achsenpläne war auch die Vererzung zeitlich einzustufen. Beobachtungen im Erzgang und an Diabasen, welche in Berührung mit dem Erzgang standen, machten es wahrscheinlich, daß der Vererzungsvorgang in zwei Phasen zu gliedern ist: Die Hauptvererzung vor die noch analysierbare Tektonik und eine schwächere Vererzung gleichzeitig mit dieser. Diese letztgenannte paratektonische Vererzung läßt sich als alpin festlegen. Das Alter der Hauptvererzung ist somit früher alpin oder voralpin. Aus dem Vergleich zwischen Vererzung und tektonischem Gefüge ist für den jüngeren Vererzungsvorgang die Zuordnung der vererzten Klüfte zu den analysierten B-achsialen Formungsplänen gegeben, ebenso sind stoffkonkordante Erz-B-Achsen von Zentimeter- bis Meterausmaß vertreten. Es sind somit die Erzkörper dieses Vererzungsvorganges durch Gefügedaten definierbar. In der Arbeit wurde ein Grubenplan mit Gefügediagrammen ausgestattet, und dabei aufgezeigt, daß für die kleinräumigen tektonischen Fragen eines Bergbaues nach Untersuchung der B-achsialen Gefüge und deren Beziehungen zum Fugengefüge vornehmlich mit Letzterem gearbeitet wird. Es ergibt sich also für derartige Fragestellungen, daß die B-Achsen allein durch ihre Lagepersistenz in so eng begrenzten Untersuchungsbereichen nicht die gewünschten Aufschlüsse über die tektonischen Inhomogenitäten zeigen und daß hierfür das Fugengefüge heranzuziehen ist. Vorausgesetzt, daß, wie schon erwähnt, dieses in seiner Zuordenbarkeit zu den vorhandenen B-achsialen Formungsplänen diskutiert ist, denn nur dann bleibt der Zusammenhang zwischen Teilbewegung und geologischem Bewegungsbild erhalten. So eine Unterscheidung der Fugensysteme sowie deren definierte räumliche Lage gestatteten, die Annäherung an größere Störungszonen vorauszusagen. Eine Aufnahme und Auswertung der flächigen und linearen Gefüge im Bergbau ergibt somit einen kontrollierbaren Einblick in die Teilbewegung größerer geologischer Formungen und stellt bei laufender Weiterführung für den gutachtenden Geologen und den Bergbau eine wertvolle Hilfe dar gegen allzu subjektive Beurteilung der geologischen Situation.

Anhangsweise sei bemerkt, daß die Anwendung der Gefügeanalyse, namentlich was das Fugen- und Achsengefüge von tiefbautechnischen Problemen (Kavernen, Stollen, Fundamentierungen usw.) betrifft, in zahl-

reichen Fällen stattgefunden hat, wozu im Inusbrucker Institut für Mineralogie und Petrographie und bei der Westtiroler Studiengesellschaft die aus dem Jahre 1950 stammenden eingehenden statistischen Arbeiten Sanders über Kaverne Ötztal im Manuskript erliegen. Eine diesbezügliche Untersuchung eines Kraftbausekavernenprojektes (Huben-Osttirol) durch den Referenten befindet sich im Druck (L 16 a) in der Zeitschrift Geologie und Bauwesen. Dieses Beispiel einer Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden in der Baugeologie versucht im B-Achsenhomogenbereich durch unterscheidbare Homogenitätsbereiche in bezug auf die Klufflagen weiter zu unterteilen. Die sich daraus ergebenden Bereiche unterscheidbarer tektonischer Fazies waren für die Beurteilung der Gesteinsstandfestigkeit im Zusammenhang mit der projektierten Anlage entscheidend. Zusammen mit der gleichfalls ausgeführten Korngefügeanalyse kontrolliert diese Untersuchung die Gefügeinhomogenitäten in ihren gegenseitigen Beziehungen vom Profil über den Aufschluß bis in den Dünnschliffbereich und stellt diese Ergebnisse dem Bauprojekt gegenüber.

Im Raum zwischen Schladming und Trieben liegen keine publizierten gefügeanalytischen Untersuchungen vor. Die erste derartige Arbeit im O stammt von Metz (1951) (L. 20). Die festgestellten B-Richtungen sind mit ihrer Streuung im Diagramm 32 auf der Karte gezeigt. Es war nur selten möglich, die dominierende Richtung anzugeben, da die Maxima der veröffentlichten Diagramme stets stark gestrent sind. Die Altersrelationen der gemessenen B bzw. Linearen wurden durch Falten-Abwicklung untersucht und zeigen das Ergebnis N 10 E—N 20 W als älteste Richtung, N 15 W—N 30 W als nächst jüngere im Raume nördlich Furth bis Treglwang — östlich davon tritt an Stelle dieser Richtung die B-Achsenrichtung N 70 W—EW. Diese wird angemessenermaßen bei Eintritt in die Querstrukturen durch die vorher genannte Achse N 15 W—N 30 W ersetzt. Als Ursache der gegenseitigen Ablösung von B-Achsenrichtungen wird von Metz eine Interferenz zwischen der Grauwackenhaupteinengung (B N 70 W—EW) und einer bereits vorliegenden Querstruktur angenommen. Als nächst jüngere Bewegung sind „Westbewegungen“ genannt, denen Achsenrichtungen zwischen N 10 E und N 70 E sowie steile B-Achsen N 30 W 50 N und N 45 E 40 E zugeordnet werden. Die Zusammenfassung von B-Richtungen derartiger Lagenunterschiede zu einem einheitlichen Bauplan ist eine rein geologische und kann von hier aus nicht weiter beurteilt werden; wengleich meiner Ansicht nach sich so weite Streubereiche durch die grundsätzlich wichtige Abtrennung von Homogenitätsbereichen in bezug auf gleiche B-Lagen — d. h. durch eine A.V.A. des Großgefüges — sowie durch Untersuchungen auf spitzwinkelige Überprägungen und B \perp B'-Gefüge überprüfen ließen. Die Annahme, daß der ältere anisotrope Untergrund, wo es sich gesteinsmäßig um Grauwackenschiefer handelt, Ursache dieser Inhomogenitäten sei, ist mir nach eigenen Arbeiten in den hochteilbeweglichen Grauwackenschiefern noch zu wenig überzeugend. Die von N 10 E—N 20 W streuenden B-Lagen werden nach Metz auf Grund gefügekundlicher Untersuchungen als voralpidisch aufgefaßt. Gerade diese Folgerung kann nach dem, was in der Arbeit bisher vorgelegt ist, noch nicht anerkannt werden. Der Beweis für voralpidisches Alter stützt sich lediglich darauf, daß auf einem alpidischen NNW-B-Achsenplan in der Querbauzone Lineare und B-achbiale Prägungen existieren, die nach konstruktiver Rück-

formung ihr älteres Prägungsalter in NNNW ergeben. Metz schließt wörtlich: „... demnach müßte die ältere Gruppe von L und B im NNNW einem älteren Bauakte entsprechen, der voralpidisch sein muß“. Damit wird vorausgesetzt, daß der Prägungsakt mit NNW-B-Achsen in der Querstruktur und mit B WNW außerhalb dieser der erste bzw. älteste alpidische Formungsplan sein muß, wofür ich keine Begründung ersehe. Außer diesen Betrachtungen muß noch angeführt werden, daß die Mehrzahl der dargestellten Diagramme auf Grund ihrer geringen Anzahl ausgewerteter Daten hinsichtlich statistischer Erfordernisse nicht einwandfrei erscheinen. So ergeben sich z. B. 37 β aus nur 9 s-Flächen, 61 β aus ungefähr 12 s und 120 β eines Sammeldiagrammes (!) aus nur 16 s-Flächen. Diese Bemerkung scheint mir deshalb nötig, da sich regional tektonisch bedeutende Schlüsse auf so schwach besetzte Diagramme stützen. Außerdem wäre neben einer kritischen Überprüfung von verschiedentlich genetisch ausgewerteten β -Maxima erforderlich, den angenommenen Rotationssinn der Horizontierung bei konstruktiven Rückformungen zu begründen. Von den in den Grauwackenschiefen ausgezeichneten Überprägungen mehrerer Richtungen auf einer s-Fläche wird kein Gebrauch gemacht und gerade dies würde aber, wie schon erwähnt, sehr wahrscheinlich die großen Streubereiche der dargestellten B-Achsenrichtungen einengen und die Leistungsfähigkeit der gefügeanalytischen Arbeitsmethoden mehr ausnützen als es in dieser Arbeit bisher geschah.

Die 2. gefügeanalytische Arbeit von Metz (1950) (L. 19), liegt weiter östlich in der Umgebung von Mautern. Als sicheres Ergebnis dieser Arbeit sind die in meiner Karte als Diagramm 33 mit den Streubereichen eingezeichneten B-Achsen- und Linearen-Richtungen zu nennen. Demnach unterscheidet Metz B in N 70 W und B im NW Quadranten von NS—N 80 W als jüngere Prägungen. Beide zusammen sind aber wieder älter als B-Achsen in NE und von NS—N 65 E sowie B NS 40 S. Methodisch ist zu merken, daß mir etliche Diagramme überdeutet erscheinen und die Anzahl der ausgewerteten Messungen häufig wiederum sehr gering ist. Insbesondere scheint mir aber eine Deutung von β -Maxima, welche zusammen einen deutlichen Gürtel bilden, sehr schwer möglich und verleitet allzuleicht zu Überdeutungen, da β -Gürtel gerade das Gegenteil von dem ausdrücken, wofür β ein Beleg sein soll, nämlich die tautozonale Anordnung von Flächenlagen. Wie in der vorher besprochenen Arbeit, wäre auch hier zu begründen, warum nur die eine Richtung der Rotationsmöglichkeiten zur konstruktiven Rückformung verwendet wird. Ebenso wären durch Untersuchungen auf Überprägungen im Handstückbereich die starken Streuungen der in einem Bewegungsplan zusammengefaßten B-Achsenlagen zu überprüfen.

Zusammenfassend für beide Arbeiten scheint, lediglich vom Standpunkt der Gefügekunde aus betrachtet, der Nachweis voralpidischer Strukturen noch nicht gesichert, und es wäre eine Bezugnahme auf diese Arbeiten im Rahmen anderer Veröffentlichungen (Geologische Rundschau 1952, und Mitteilungen Geologischer Gesellschaft 1951), vor allem aber eine Bezugnahme auf die Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden zur Aufklärung dieser Probleme erst dann möglich, wenn die durch die Gefügekunde gebotenen Möglichkeiten noch weiter ausgeschöpft werden.

Die erste gefügeanalytische Arbeit aus den Weyerer Bögen wurde als noch unveröffentlichtes Manuskript von Ruttner für dieses Referat freundlicherweise zur Verfügung gestellt.¹⁾ Sie betrifft den Raum der Bauxitlagerstätte von Unterlaussa in den südlichen Weyerer Bögen. Das Ergebnis ist als Diagramm 34 in der Karte aufgenommen. Es liegen zwei B-Achsen-systeme vor, u. zw. eines streuend in WSW, das andere im Raume SSE (flach einfallend) bis ESE (steiler einfallend). Die beiden B-Achsen-gruppen stehen nach Ruttner untereinander in einer geometrischen Beziehung insofern als sie eine gemeinsame Dygyre in WSW haben. Ruttner deutet die beiden Gruppen als wahrscheinlich syntektonische Formungen. In der geologischen Alterseinstufung handelt es sich um nachgosauische Tektonik. Dies ist vorbehaltlich weiterer Bearbeitung der augenblickliche Stand der Untersuchungen, den ich mit freundlicher Bewilligung des Autors berichte.

Vom selben Autor existiert eine Arbeit über Quersfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (L. 24), deren Ergebnisse in bezug auf B-Achsenlagen für die Lunzer Decke in 2 Diagrammen (D 35) hier dargestellt sind und für die Ötscher Decke durch einzelne B-Achsenpfeile aufgezeigt werden. Es resultieren in der Ötscher-Decke NS—NW-B-Achsen-richtungen als deutlich ältere neben jüngeren N 70 E-Richtungen. Letztere werden dem Vorschub der Ötscher-Decke zugeordnet. In der Lunzer Decke hingegen sind die B-Richtungen NE und NW älter als EW- und NS-B-Achsen. Der Verfasser sucht nun die gleichen B-Richtungen in beiden Decken in einem geologischen Bewegungsbild zu erklären, indem er die B (NE) und die B (NW) als syntektonische Prägungen im Sinne von $B \perp B'$ zusammenfaßt und sie für älter als der nachgosauische Deckenvorschub der Ötscherdecke ansieht. Die Richtungen sind in der Lunzerdecke erhalten, in der Ötscherdecke hingegen existieren davon nur mehr die B'-Richtungen von NS bis NW. Die in der Ötscherdecke nachgewiesene jüngere ENE-Achse, welche die Stirn der Decke bildet, wird ebenso wie die jungen EW-B-Achsen in der Lunzerdecke und die EW-streichenden Verschuppungen der nächsten Bewegungsphase dem nachgosauischen Deckenvorschub zugeordnet. Der gleichen jungen Bewegungsphase ordnet Ruttner auch starke Blattverschiebungen in der Lunzerdecke zu, die als lokale Inhomogenitäten NS-B-Achsen und örtlich steilachsige Tektonik erzeugten. Diese Bewegungs-synthese widerspricht nicht den dargelegten gefügeanalytischen Untersuchungen der s-Flächen, B-Achsen und Fugengefüge, und würde, wie der Verfasser selbst anführt, die Querstrukturen ohne W—E- oder E—W-Schub erklären, was gerade in diesem Gebiet ein sehr interessantes Untersuchungsergebnis zu sein scheint.

Aus dem Gebiet der Koralpe liegt eine Arbeit von Beck-Managetta (L. 1, 1951) vor. In der Arbeit wurden auf Kartenbeilagen B-Achsenmessungen veröffentlicht, welche nach meiner eigenen statistischen Auswertung mit ihren vorherrschenden Richtungen als Achsenpfeile in die Karte eingezeichnet wurden. Die von Beck-Managetta an diese Achsenrichtungen angeschlossenen Deutungen zu Bewegungsbildern überschreiten die Grenze der gesicherten Aussagen, wie sie die B-Achsen hinsichtlich

¹⁾ Während der Drucklegung des Referates erschien diese Arbeit unter dem Titel: „Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unterlaussa (südliche Weyererbögen)“ in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., dritte Folge, Bd. IV (Festband: Bruno Sander).

der sie erzeugenden Bewegungen geben. Es ist z. B. neben anderen noch nicht überzeugend, daß E—W-Schub die „Wolfbergertektonik“ erzeugte, ohne dabei eine größere Anzahl Steilachsen in den steilstehenden Schichten zu prägen. (In den bisher referierten Arbeiten wurde z. B. ein tektonischer Typus häufig beschrieben, bei welchem NS- neben NW—SE- und NE—SW-Bewegungen einen Endzustand schufen, der der „Wolfbergertektonik“ sehr ähnlich wäre.) Gleichfalls scheint es noch prüfenswert, ob die wiederum mit einem eigenen Namen belegte „Plattengneistektonik“ nicht bloß als $B' \perp B$ -Gefüge zur EW- und NE-B-Achsenrichtung verstanden werden könnte und damit syntektonisch zu diesen Richtungen geprägt wäre. Eine auf S. 150 als Beleg für die Altersdeutung durchgeführte konstruktive Rückformung angeblich älterer verstellter B-Richtungen kann den schwer folgbaren Ausführungen nach nur um die jüngere EW-Antiklinalenachse ausgeführt worden sein, was aber niemals die mehrfach sigmoide B-Achsenstreichrichtung zu einer geradlinigen NS-Streichrichtung bringt. Aus diesen und noch mehreren anderen Unklarheiten, welche aus Raummangel hier nicht besprochen werden können, scheint es mir gerechtfertigt, trotz einer nicht unbeträchtlichen Anzahl von B-Achsenmessungen diese Arbeit in der vorliegenden Fassung nicht als analytische Untersuchung der tektonischen Gefüge im Sinne der Gefügekunde zu betrachten, zumal sie außerdem auf deren Untersuchungsmethoden wie Begriffsinventar zu wenig zurückgreift.

In der Arbeit über das flächige und lineare Gefüge der Breitenauer Magnesitlagerstätte (L. 5, 1951) von Flügel wird eine Gefügeanalyse dieser Lagerstätte vorgelegt, deren Ergebnisse in bezug auf die B-Achsenlagen hier in der Karte aufgenommen wurden (vgl. D 36). Sie zeigen nach Flügel einen älteren Plan mit B (NNNW) und einen jüngeren mit B und β in EW-EENE. Die B von ENE—NE sind nach Flügel voralpin, u. zw. sudetischen Alters. Ihr voralpines Alter ist in der zitierten Arbeit nicht näher behandelt, aber in einer späteren Arbeit (L. 7) anscheinend ergänzend nachgetragen worden. Gefügeanalytische Beweise für die Altersgebung sind nicht angeführt. In der Auswertung der dargestellten Diagramme scheint ähnlich wie bei Metz die Möglichkeit spitzwinkliger Überprägungen nicht beachtet worden zu sein; es gibt auch Flügel verhältnismäßig große Streubereiche für die einzelnen Richtungen an, wie in D 36 erkennbar ist. Der Arbeit ist in sehr übersichtlicher Form ein Raumhild des Magnesitstockes mit eingetragenen Teildiagrammen der Fugengefüge beigegeben. Außerdem wird an Hand synoptischer Diagramme von Schwerpunkten aus Teildiagrammen eine gut brauchbare Möglichkeit aufgezeigt, den Genitätsgrad des Fugengefüges in Prozenten anzugeben. In der abschließenden Beschreibung der Bewegungspläne wäre eine Stellungnahme wünschenswert, die ausschließt, daß $B' \perp B$ -Gefüge für die Pläne mit EW—EENE- und NS—NNW-Achsen in Betracht kommen.

Die bereits genannte Arbeit Flügels über die Kinematik einer Großfalte (L. 7) ergab zwei altersverschiedene B-Richtungen, die in Diagramm 37 zu sehen sind. Die ältere in NNE, die jüngere als Hauptachse der Großfalte in einem Streubereich zwischen NE und 80 E. Eine dritte B-Achsenrichtung ist nach Flügel nur im Fugengefüge vertreten und liegt nordnordwestlich. Obwohl die Arbeit in vieler Hinsicht die Betrachtungsweise der Gefügekunde gut demonstriert, wäre auch hier wünschenswert, daß die Analyse

vor allem zur Alterstrennung der einzelnen B und zu der Möglichkeit syn-tektonischer $B \perp B'$ -Gefüge Stellung nimmt.

Die übrigen im Bereich des Grazer Paläozoikums, sowie im Sausal und Poßruckgebirge eingetragenen B-Richtungen, die von Flügel zum Teil als voralpin gekennzeichnet sind, wurden zusammenfassenden Arbeiten Flügels (L. 6, 8, 9, 10 und 11) entnommen. Nähere gefügeanalytische Untersuchungen darüber sind nicht veröffentlicht. Die tatsächliche Existenz voralpiner Strukturen kann nach den zurzeit vorliegenden Untersuchungen aus diesem Gebiet vorerst nur für jene Fälle angenommen werden, die durch Vorhandensein einer sedimentären Diskordanz beschrieben sind (vgl. Clar, 1929, L. 3, und Flügel (1952), L. 10).

Am weitesten östlich des besprochenen Raumes liegen die Messungen Schmideggs aus der Umgebung von Pitten (L. 40). Sie ergaben B (NW), B (NE) und B (EW) alle nachtriadischen Alters und eine wahrscheinlich noch jüngere Wiederbetätigung der älteren EW-B-Achse.

Aus den besprochenen Ergebnissen lassen sich nun einige Feststellungen hervorheben, die für den weiteren Fortschritt dieser Arbeitsmethode Bedeutung haben. Aus den verschiedensten Versuchen das relative oder geologische Alter der Formungsakte, welche B-Achsen prägten, zu bestimmen, zeigte sich, daß es nicht möglich ist, bestimmte B-Achsenrichtungen als solche einer bestimmten geologischen Zeitspanne des derzeitigen stratigraphisch orogenetischen Schemas zuzuordnen. Es ist z. B. die WNW-Richtung im Mutterkopf para- bis nachgosauisch, im Achenseegebiet vorgosauisch. Die EW-Richtungen sind im Achenseeraum vor- und nachgosauisch, in der Lunzerdecke nachgosauisch. Ähnliche zeitliche Unterschiede bestehen auch für die NS-Achsen. Lediglich die ENE-Achsenrichtung bildet hierbei eine teilweise Ausnahme. Sie ist in den angeführten drei Arbeiten aus den nördlichen Kalkalpen (Fuchs, Wopfner, Ruttner) nachgosauisch, jedoch im Bereich der Lunzerdecke außerdem auch noch als ältere Achse vertreten. Die relativen Altersbeziehungen der B-Achsen in kristallinen Gebieten wechseln ebenfalls, so z. B. ist die NE-Richtung jünger als WNW und EW, aber auch umgekehrt. Beide Möglichkeiten sind im Tauernwestende gegeben (siehe Abb. 1, und bezüglich Neuprägungen von B im Korngefüge nach Änderung der Drehlage des Bereiches Sander, Gefügekunde, II. Teil, S. 275—276). In den Grauwackenschiefern des Mitterbergs war die B-Richtung WNW und ENE jünger als EW.

Es ergibt sich gerade durch die Untersuchungen in den Kalkalpen die Meinung, daß die verschiedenen alpidischen Teilformungsakte gleiche B-Achsenrichtungen prägten, vor allem in Hinblick auf die Richtungen EW und WNW, wahrscheinlich aber auch für die Richtungen NS und ENE gültig. Aus dem Ergebnis bei Fuchs (Berge westlich des Brenner), Karl (Mitterberg), Blom (Marmolata) ist zu entnehmen, daß nachgewiesene alpidische Formungen mit B-Achsenplänen ENE und WNW, und WNW, EW und ENE geologisch zeitlich einander sehr nahe rücken, teilweise sogar sich zeitlich überlagern. Bei Betrachtung aller in der Karte eingezeichneten Ergebnisse fällt auf, daß eben diese B-Achsenrichtungen in ihrer charakteristischen Gruppierung: EW, ENE, WNW oder WNW und ENE sehr oft anzutreffen sind. Eigene Arbeiten zeigten, daß die gleichen Richtungen mit ihrem charakteristischen Überkreuzungswinkel,

die hier im Kartenbereich zusammengefaßt diese Gruppen ergeben, im Aufschluß und Handstückbereich ebenso existieren.

Der Kreuzungswinkel der B-Achsenrichtungen zeigt eine gleichbleibende Streuung zwischen 15 und 30°. Nach den bisherigen Beobachtungen scheint eine Abhängigkeit dieser Winkelgröße von der Höhe der Teilbeweglichkeit im Material zu bestehen.

Aus diesen nochmals zusammengefaßten Feststellungen, daß (1.) in verschiedenen Teilakten alpidischer Tektonik gleiche Achsenrichtungen geprägt werden, daß (2.) diese B-Richtungen in charakteristischer Gruppierung mit ähnlichem Kreuzungswinkel von zirka 20° regional verbreitet sind und (3.) in einigen Fällen nachweisbar war, daß die Prägungsakte dieser B-Achsen zeitlich sehr nahe aneinander erfolgten, ergibt sich die grundsätzliche Frage: inwieweit die Prägung charakteristischer B-Achsenrichtungsgruppen einem einheitlichen und gesetzmäßigen Bewegungsablauf zuordenbar ist? Und somit die einzelnen B-Richtungen eher für die Auflösung eines Bewegungsmechanismus verwendet werden sollen, als für zeitliche Trennung einzelner B-achsialer Prägungen untereinander. Über den durch diese Frage angeschnittenen Komplex von Teilfragen ist eine ausführliche korngefügekundliche Bearbeitung beabsichtigt, der dieser Bericht gewissermaßen als regionaltektonische Bestandsaufnahme vorausgeschickt wird.

Literaturverzeichnis

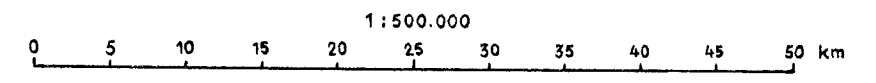
1. Beck-Mannagetta, P.: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. Jb. Geol. Bundesanstalt, 1951.
2. Buck, C.: Gefügestudien aus dem vorderen Piztal. Diss. Univ. Tübingen, 1928.
3. Clar, E.: Neue Beobachtungen über die jüngeren Stufen des Paläozoikums von Graz. Verh. Geol. Bundesanstalt, 1929.
4. Exner, Ch.: Geologische Probleme der Hohen Tanern. Verh. Bundesanstalt, 1952.
5. Flügel, H.: Das flächige und lineare Gefüge der Breitenauer Magnesitlagerstätte. Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, 1951, H. 10.
6. Flügel, H. und Metz, K.: Querstrukturen in der nordöstlichen Steiermark. Anz. d. math.-naturw. Kl. d. österr. Akad. d. Wiss., Jg. 1951.
7. Flügel, H.: Kinematik einer Großfalte des Grazer Paläozoikums. N. Jb. Geol. usw. Monatshefte, 1952, H. 4.
8. Flügel, H.: Vom variszisch-alpidischen Bau des Grazer Paläozoikums. Anz. d. math.-naturw. Kl. d. österr. Akad. d. Wiss., Jg. 1952.
9. Flügel, H.: Zur Altersfrage von Schöckelkalk und Grenzphyllit im Grazer Paläozoikum. Verh. Geol. Bundesanstalt, 1952, H. 3.
10. Flügel, H.: Neuere Untersuchungen im Grazer Paläozoikum. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 1952, Bd. 81/82.
11. Flügel, H.: Die Querstruktur von Semriach bei Graz. Verh. Geol. Bundesanstalt, 1953, H. 2.
12. Frasl, G.: Die beiden Sulzbachungen (Oberpinzgau, Salzburg). Jb. Geol. Bundesanstalt, 1953.
13. Fuchs, A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner), I. J. B. Reichsanst. f. Bodenf., Zweigstelle Wien, 1939, H. 3 und 4.
14. Fuchs, A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen, II. (Kalkalpen Achensee, Kaisergebirge.) Neues Jb. f. Min. usw. Abh. Abt. B, Bd. 88, 1944.
15. Karl, F.: Tektonisch-analytische Studien an Gesteinen des Gerlostales. Neues Jb. Geol. usw. Monatshefte, 1952, H. 1.
16. Karl, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). Neues Jb. Min. Abh., Bd. 85, 1953.

- 16 a. Karl, F.: Ein Beispiel für Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden in der Baugeologie (Krafthauskaverne Huben, Osttirol). Im Druck.
17. Ladurner, J.: Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten. Tscherm. Min.-petr. Mitt. (Dritte Folge), Bd. 2, H. 1.
18. Ladurner, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomit-tektonite. Jb. Geol. Bundesanstalt, 1953.
19. Metz, K.: Zur tektonischen Analyse der Umgebung der Mauterner Talklagerstätte in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, 1951, H. 10.
20. Metz, K.: Die regionaltektonische Bedeutung der Querstrukturen von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, 1951, H. 4.
21. Reithofer, O.: Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels im Ötztal. Jb. Geol. Bundesanstalt, 1932, H. 3 und 4.
22. Reithofer, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe, II. Jb. Geol. Bundesanstalt, 1935, H. 3 und 4.
23. Reithofer, O.: Geologische Beschreibung des Druckstollens Vallüla-Vermunt (Zavarna-Stollen). Jb. Geol. Bundesanstalt, 1951.
24. Ruttner, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (Niederösterreich. Kalkalpen). Jb. Geol. Bundesanstalt, 1948, H. 3 und 4.
25. Sander, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (I. Bericht). Denkschr. d. Akad. d. Wiss., Bd. 82, 1911.
26. Sander, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. Geol. Reichsanstalt, 1912.
27. Sander, B.: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. Geol. R. Anst., 1914.
28. Sander, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Staatsanst., 1921.
29. Sander, B.: Gefügekunde der Gesteine. Springer Verlag Berlin, 1930.
30. Sander, B.: Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine, Anwendungen, Ergebnisse, Kritik. Fortschr. d. Min., Krist., Petr., Berlin, 1934.
31. Sander, B.: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem mineralogisch-petrographischen Institut d. Univ. Innsbruck. Mitt. Reichsst. f. Bodenf. Zweigst. Wien, Bd. 1, H. 2, 1940.
32. Sander, B.: Über Flächen- u. Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt. d. Reichsamts f. Bodenf. Zweigst. Wien, 1942.
33. Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde Geologischer Körper, I. Teil. Springer Verlag Wien, 1948.
34. Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde Geol. Körper, II. Teil. Springer Verlag Wien, 1950.
35. Sander, B.: Über einige Innsbrucker Institutsarbeiten seit 1940. Geol. Bundsch., Bd. 39, H. 1, 1951.
36. Sander, B.: Applicazioni e problemi più recenti della petrografia strutturale „Acta Geol. Alpine“ Contributi di Mineralog. Petr. e Geologia Bologna, 1952.
37. Schmidegg, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztalalpen. Verh. Geol. Bundesanstalt, 1933.
38. Schmidegg, O.: Steilachsige Tektonik u. Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. Jb. Geol. Bundesanstalt, 1936, H. 1 und 2.
39. Schmidegg, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). Jb. Geol. Bundesanstalt, 1937, H. 1 und 2.
40. Schmidegg, O.: Aufnahmebericht. Verh. d. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenf. Jänner-Februar-März, 1939.
41. Schmidegg, O.: Der geologische Bau des Bergbaugebietes von Schwaz in Tirol. Jb. Reichsamts f. Bodenf., 1943.
42. Schmidegg, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöslachjoch (Brenner-Gebiet). Veröff. d. Museums Ferdinandeum (Innsbruck), Bd. 26/29, Klebelsberg-Festschrift, 1949.
43. Schmidegg, O.: Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. Jb. Geol. Bundesanstalt, 1951.
44. Schmidegg, O.: Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Silltalbruches. Tscherm. Min.-petr. Mitteilungen, 3. Folge, Band IV, 1954.
45. Schulz, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol). Neues Jb. Geol. usw. Abh., Bd. 95, 1952.
46. Schwinner, R.: Das Paläozoikum am Brenner. Centralbl. f. Min. usw., Abt. B., 1925.

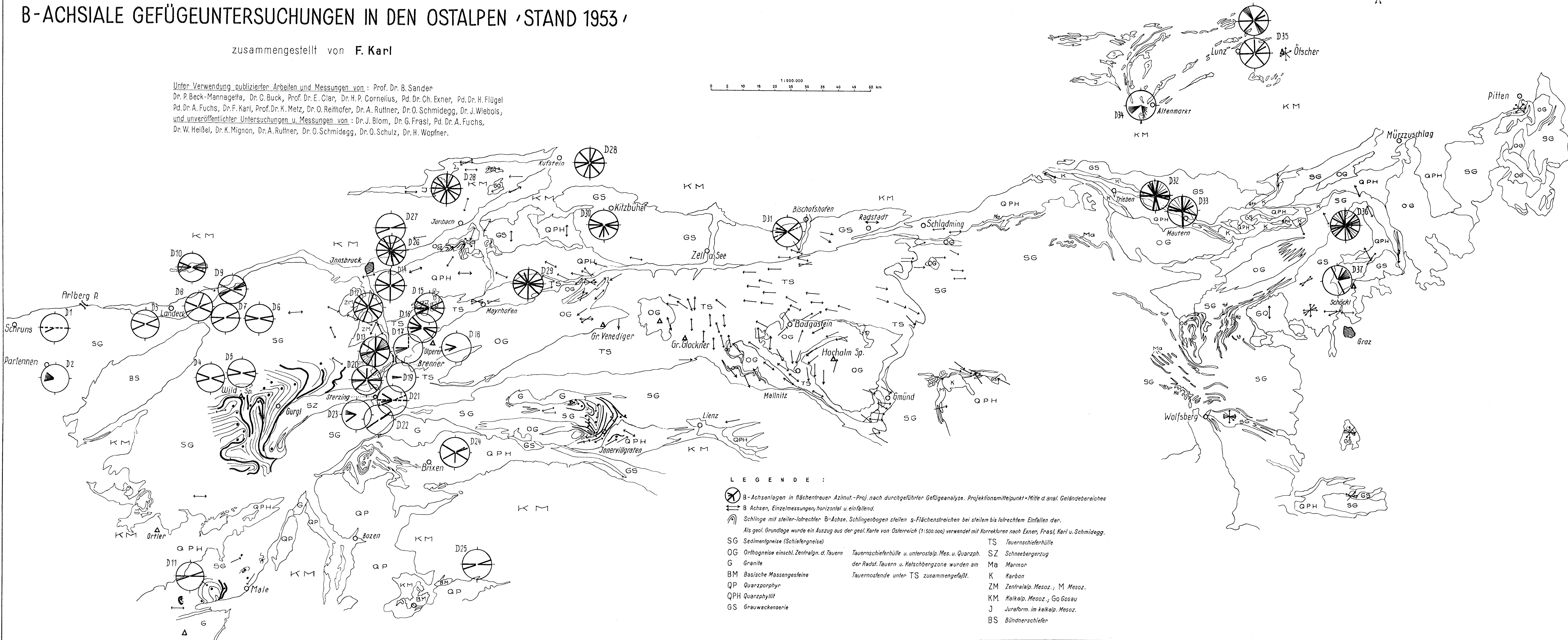
B-ACHSIALE GEFÜGEUNTERSUCHUNGEN IN DEN OSTALPEN · STAND 1953 ·

zusammengestellt von **F. Karl**

Unter Verwendung publizierter Arbeiten und Messungen von : Prof. Dr. B. Sander, Dr. P. Beck-Mannagetta, Dr. C. Buck, Prof. Dr. E. Clar, Dr. H. P. Cornelius, Pd. Dr. Ch. Exner, Pd. Dr. H. Flügel, Pd. Dr. A. Fuchs, Dr. F. Karl, Prof. Dr. K. Metz, Dr. O. Reithofer, Dr. A. Ruttner, Dr. O. Schmidegg, Dr. J. Wiebols, und unveröffentlichter Untersuchungen u. Messungen von : Dr. J. Blom, Dr. G. Frasl, Pd. Dr. A. Fuchs, Dr. W. HeiBel, Dr. K. Mignon, Dr. A. Ruttner, Dr. O. Schmidegg, Dr. O. Schulz, Dr. H. Wopfner.



Lilienfeld



LEGENDE :

- B-Achsenlagen in flächentreuen Azimut.-Proj. nach durchgeführter Gefügeanalyse. Projektionsmittelpunkt = Mitte d. anal. Geländebereiches
- B-Achsen, Einzelmessungen, horizontal u. einfallend.
- Schlinge mit steilen/lotrechten B-Achse. Schlingenbogen stellen s-Flächenstreichen bei steilem bis lotrechtem Einfallen dar.
Als geol. Grundlage wurde ein Auszug aus der geol. Karte von Österreich (1:500.000) verwendet mit Korrekturen nach Exner, Frasl, Karl u. Schmidegg.
- SG Sedimentgneise (Schiefergneise)
- OG Orthogneise einschl. Zentralgn. d. Tauern
- G Granite
- BM Basische Massengesteine
- QP Quarzporphyr
- QPH Quarzphyllit
- GS Grauwackenserie
- TS Tauernschieferhülle
- SZ Schneebergenzug
- Ma Marmor
- K Karbon
- ZM Zentralalp. Mesoz.; M Mesoz.
- KM Kalkalp. Mesoz.; Go Gosau
- J Juraform. im Kalkalp. Mesoz.
- BS Bündnenschiefer

Über Flächen- und Achsengefüge in den Triebwasserstollen der Silvrettagruppe.

Von Otto Reithofer

(Mit 1 Abbildung und 16 Diagrammen auf Tafel XII)

Die hier folgende Abhandlung stellt die Fortsetzung der in Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen erschienenen Arbeit „Über Flächen- und Achsengefüge in den Triebwasserstollen des Rodundwerkes (Montafon)“ dar. In dieser Untersuchung werden die Flächen- und Achsengefüge in den Stollen der „Bachüberleitungen nach Vermunt“ der Vorarlberger Illwerke Aktiengesellschaft besprochen, die nach O an die Triebwasserstollen des Rodundwerkes anschließen. Zu den „Bachüberleitungen nach Vermunt“ gehören der Berglerstollen zwischen dem Fimber- und Laraintal, der Predigstollen zwischen dem Larain- und Jamtal, der Jamhangstollen im Jamtal, der Gorfenstollen zwischen dem Jam- und Kleinvermunttal, der Alpkogelstollen zwischen dem Kleinvermunttal und Kops, der Verbellastollen zwischen dem Verbellabach und Zeinis, der Breitspitzstollen zwischen Kops und Vallüla und der Zavernastollen zwischen Vallüla und Vermunt.

Die Lage dieser Stollen ist aus Ahh. 1 zu ersehen (siehe auch Reithofer, 1951, S. 107). In der letzteren Abbildung ist der Verlauf des Bergler- und des Predigstollens nicht ganz richtig eingetragen. Die geologische Aufnahme der Stollen der Bachüberleitungen nach Vermunt wurde in den Jahren 1943 bis 1952 durchgeführt. Dabei wurde auch das Streichen und Fallen der Bankung, bzw. Schichtung und der B-Achsen jeweils innerhalb kürzerer Abstände mittels des Kompasses eingemessen, soweit dies möglich war. Alle Kompaßangaben sind auf geographisch N korrigiert.

Die in der früheren Arbeit (Reithofer, 1954) angeführten Gründe, warum in verschiedenen Stollenabschnitten eine nicht genügend große Anzahl von B-Achsen gemessen werden konnte, haben auch hier ihre Gültigkeit. Da die Kartierung der weiteren Umgebung der Stollentrassen noch nicht abgeschlossen ist, sollen aus der Untersuchung der flächigen und linearen Gefüge keine zu weitreichenden Folgerungen gezogen werden.

Der Berglerstollen

Dieser Stollen durchörtert zwischen dem Fimberbach und Stollenmeter 570 den unterostalpinen Flysch des Unterengadiner Fensters und verbleibt dann im Kristallin der oberostalpinen Silvrettadecke (hier vorherrschend Schiefergneis und untergeordnet Amphiholit). Auf Abb. 1 ist die Flyschzone durch Punkte hervorgehoben, während der Bereich der Silvrettadecke weiß ist. Bei der Größe des Gebietes und der Länge der Stollen war die Möglichkeit der Darstellung aller s-Flächen und B-Achsen

in je einem Sammeldiagramm kaum zu erwarten, da schon eine flüchtige Begehung des Gebietes stellenweise ein stärkeres Pendeln von Streichen und Fallen erkennen läßt.

Diagramm 1 stellt Lote von s aus der Flyschstrecke des Stollens und aus den am W-Ufer des Fimberbacbes gelegenen Klärkammern dar. Das Streichen pendelt zwischen $N 46$ und $167^\circ W$ (über W), das Einfallen erfolgt mittelsteil bis sehr steil sowohl gegen N als auch gegen S . Nur im östlichsten Teil des Stollens und in den Klärkammern wurden ein paar NS - bis $NO-SW$ -streichende und mittelsteil gegen W , bzw. NW einfallende s -Flächen beobachtet. In der mehr peripher angeordneten Punkthäufung tritt ein starkes Maximum mit $N 68-91^\circ O$ -Streichen und $80^\circ N$ bis $74^\circ S$ -Fallen hervor. Der Schwerpunkt dieses Maximums wird durch einen weißen Punkt innerhalb des schwarzen Feldes hervorgehoben. Dies gilt auch für die übrigen Diagramme. Durch dieses Maximum und durch prozentuell stärker besetzte Punkthäufungen läßt sich ein etwa $N 12^\circ W$ verlaufender π -Kreis legen, der auf das Hauptstreichen der B -Achsen (Diagramm 2) ziemlich senkrecht steht.

Diagramm 2 enthält Durchstichpunkte von Faltenachsen aus der Flyschstrecke des Stollens und aus den Klärkammern. Während das Streichen der Mehrzahl der Faltenachsen nicht stark schwankt, pendelt das einiger steilstehender zwischen Stollenmeter 85 und 331 ganz beträchtlich, wobei das Einfallen sowohl gegen O als auch gegen N und S erfolgt. Die B -Achsen eines deutlichen Maximums streichen $N 98$ bis $114^\circ W$ und fallen mit 5 bis 38° gegen WSW ein.

Sammeldiagramm 3 enthält Lote von s -Flächen aus der im Kristallin liegenden Strecke des Berglerstollens. Es sind fast alle Strichrichtungen zu beobachten. Das Einfallen erfolgt vorwiegend flach bis mittelsteil gegen NW und W . Das Streichen pendelt im östlichen Teil des Stollens viel stärker als im westlichen Teil. Zwischen der Flyschgrenze und Stollenmeter 1170 (gemessen vom O -Portal) erfolgt das Streichen größtenteils \pm in der NS - bis $NW-SO$ -Richtung. Prozentuell am stärksten treten s -Flächen auf, die $N 58$ bis $83^\circ O$ streichen ($= \pm WSW-ONO$) und $38-63^\circ$ gegen NW bis NNW einfallen. Durch dieses Maximum und stärker besetzte Teile der einen unvollständigen Gürtel bildenden Punkthäufung läßt sich ein NS -verlaufender π -Kreis legen, der zum Streichen der B -Achsen (Diagramm 4) senkrecht steht.

Sammeldiagramm 4 bringt Durchstoßpunkte von B -Achsen aus der durch Kristallin verlaufenden Strecke des Berglerstollens zur Darstellung. Die Teildiagramme sind einander so ähnlich, daß sich weitere Bemerkungen erübrigen. Das Streichen der B -Achsen schwankt zwischen $N 16$ und $126^\circ W$ (über W), ihr Einfallen erfolgt flach bis mittelsteil gegen SW bis NW . Durch die mehr peripher gelagerte Punkthäufung läßt sich ein Großkreis legen. In dieser Punkthäufung tritt ein sehr starkes Maximum mit $N 64$ bis $95^\circ W$ streichenden und 20 bis $35^\circ W$ bis WNW fallenden B -Achsen auf.

Der Predigstollen

Der in etwa $NO-SW$ -Richtung durch den Predigberg verlaufende Stollen verbleibt, ebenso wie alle übrigen noch zu besprechenden Stollen, auf seiner ganzen Länge im Kristallin der Silvrettedecke. Dieser Stollen durchstößt

vorwiegend Amphibolit, daneben Schiefergneis, Muskowitgranitgneis und zweiglimmerigen Augengneis.

Sammeldiagramm 5 enthält Lote von s-Flächen aus dem ganzen Predigstollen. Die Teildiagramme gleichen einander völlig. In keinem der anderen Stollen ist das Pendeln von Streichen und Fallen so gering wie im Bereich des Predigstollens. Das Streichen schwankt zwischen $N 2^{\circ} W$ und $79^{\circ} O$ (über N) und das Fallen zwischen 25 und $76^{\circ} W$ bis NNW. Prozentuell am stärksten treten s-Flächen auf, die $N 24-57^{\circ} O$ streichen und $37-60^{\circ} NW$ fallen. Trotz der mehr isometrischen Punkthäufung läßt sich durch das Maximum ein annähernd NS-verlaufender π -Kreis legen, der auf den Großteil der B-Achsen (Diagramm 6) \pm senkrecht steht.

Sammeldiagramm 6 bringt die Durchstichpunkte der wenigen im Predigstollen meßbaren B-Achsen zur Darstellung. Während zwischen Stollenmeter 50 und 1570 (gemessen vom O-Portal) nur 17 B-Achsen gemessen werden konnten, deren Streichen zwischen $N 76$ und $115^{\circ} W$ pendelt, konnte im SW-Teil des Stollens etwas mehr als die doppelte Anzahl von Achsen eingemessen werden, deren Streichen aber außerordentlich stark schwankt. Die Punkthäufung bildet einen nicht vollständigen Gürtel, der von N gegen SSW verläuft. Durch diese Punkthäufung läßt sich ein Großkreis legen. Das Hauptstreichen verläuft $N 53-89^{\circ} W$, wobei das Einfallen mit $35-56^{\circ}$ gegen W bis WNW erfolgt. Die B-Achsen eines kleinen Nebenmaximums streichen um $N 107^{\circ} W$ und fallen um $27^{\circ} WSW$. Nur im südwestlichen Stollenabschnitt wurden an nur zwei Stellen je zwei Systeme von B-Achsen beobachtet. An beiden Stellen war aber nicht erkennbar, welche Achse älter ist.

Der Jamhangstollen

Dieser auf der W-Seite des Jamtales liegende Hangstollen beginnt westlich der Scheibenthaya und mündet westlich der Menta Alpe in den Gorfenstollen. Er quert vorwiegend Amphibolit und nur auf kürzeren Strecken Schiefergneis.

Diagramm 7 stellt Lote von s-Flächen aus dem Jamhangstollen dar. Ihr Streichen pendelt von $N 24^{\circ} W$ über N bis $N 103^{\circ} O$ und ihr Einfallen erfolgt gegen WSW, W, NW und N. Die s-Flächen eines deutlichen, sehr starken Maximums streichen $N 30-72^{\circ} O$ und fallen $29-53^{\circ} NW$. Dieses Diagramm hat große Ähnlichkeit mit Diagramm 5, obwohl die mehr isometrische Punkthäufung nicht so dicht ist wie bei Diagramm 5 und ihre Maxima etwas gegeneinander verschoben sind.

Im Jamhangstollen ließen sich nur so wenig B-Achsen (17) einmessen, daß sie im selben Diagramm zur Darstellung gebracht werden können (siehe große schwarze Punkte!). Das Streichen dieser Achsen pendelt außerordentlich stark. Sie schießen gegen SW bis W und gegen NW, N und NNO ein. Es läßt sich hier kein Hauptstreichen der B-Achsen ermitteln und demgemäß kann durch das Maximum von S kein π -Kreis gelegt werden, der auch nur auf einen Teil der wenigen Achsen senkrecht steht.

Der Gorfenstollen

Der etwas südlich vom Gorfenspitz aus dem Jamtal ins Kleinvermunttal verlaufende Stollen durchörtert Amphibolit, sehr mächtigen Schiefergneis und nur geringmächtigen Granitgneis.

Diagramm 8 enthält Lote von s-Flächen aus diesem Stollen. Ihr Streichen wechselt außerordentlich stark, ohne daß sich feststellen läßt, daß in einzelnen Stollenabschnitten ein bestimmtes Streichen vorherrscht. Die \pm NW—SO-streichenden s-Flächen fallen sehr steil gegen SW ein, während die \pm NS bis OW verlaufenden etwa mittelsteil gegen W, bzw. N verflachen. Die Punkthäufung bildet einen deutlichen Gürtel, der von NO gegen SW zieht. Innerhalb einer stark besetzten Zone treten zwei kleine Maxima hervor, die nicht allzuweit voneinander entfernt sind. Das Hauptstreichen ist N 1—28° O gerichtet, wobei das Einfallen mit 46—57° gegen W bis WNW erfolgt. Durch diese Maxima und stärker besetzte Teile der Punkthäufung läßt sich ein NNO—SSW verlaufender π -Kreis legen, der auf das Hauptstreichen der B-Achsen (Diagramm 9) annähernd senkrecht steht.

Diagramm 9 bringt Durchstichpunkte von B-Achsen aus dem Gorfentollen zur Darstellung. Dieses Diagramm hat eine gewisse Ähnlichkeit mit Diagramm 8, wenn es um 180° gedreht wird. Das Streichen der B-Achsen pendelt sehr stark, u. zw. zwischen N 6 und 127° W (über W). Mit Ausnahme von 3 Achsen fallen alle gegen WSW, bzw. W, NW und N ein. Die Achsen eines kleineren, aber deutlichen Maximums streichen N 56—75° W und fallen 31—47° WNW. Durch dieses Maximum und stärker besetzte Partien der gelängten Punkthäufung läßt sich ein Großkreis legen. In diesem Stollen wurden nur an zwei Stellen je zwei Systeme von B-Achsen beobachtet, ohne daß zu erkennen war, welche Achse älter ist. An beiden Stellen fällt je eine Achse mittelsteil gegen WNW, während eine zweite mittelsteil bis steil gegen SO gerichtet ist.

Der Alpkogelstollen

Dieser Stollen verläuft aus dem Kleinvermunttal nördlich der Sedel-Thaya nach NW ins Kopsler Becken und quert Granitgneise, Amphibolit mit Aplitgneislagen und nicht sehr mächtigen Schiefergneis.

Diagramm 10 zeigt Lote von s-Flächen aus diesem Stollen. Ihr Streichen pendelt sehr stark zwischen N 4° W und N 151° O (über O). Das Hauptstreichen verläuft N 77—117° O, wobei das Einfallen mit 32—55° gegen N erfolgt. Durch das längliche Maximum innerhalb der mehr isometrischen Punkthäufung läßt sich ein etwa WSW—ONO verlaufender π -Kreis legen, der auf die B-Achsen \pm senkrecht steht. Dieses Diagramm hat eine gewisse Ähnlichkeit mit Diagramm 7, wenn es um etwa 40° in der Richtung gegen W gedreht wird.

Da im ganzen Stollen nur sehr wenige (12) B-Achsen gemessen werden konnten, war es möglich, dieselben auf dem gleichen Diagramm darzustellen (siehe große schwarze Punkte!). Diese Achsen pendeln zwischen N 26 und 74° W und fallen \pm flach gegen WNW bis NNW ein.

Kopsler Becken und Zeinisbach-Schlucht

In der Schlucht des Zeinisbaches östlich Inner Ganifer und am W-Rande des Kopsler Beckens wurde an zahlreichen Stellen die Lage der s-Flächen eingemessen. Dieses Gebiet wird hauptsächlich von Amphibolit aufgebaut, der zum Teil mit Aplitgneislagen wechsellagert. Daneben treten auch weniger mächtige Schiefergneis-, Quarzit- und Glimmerschieferlagen auf.

Sammeldiagramm 11 stellt Lote von s-Flächen aus dem obigen Bereich dar. Die Teildiagramme stimmen recht gut miteinander überein, was dafür spricht, daß ihre Besetzung ziemlich gleichmäßig erfolgt. Fast alle Streichrichtungen können beobachtet werden. Das Fallen erfolgt größtenteils gegen N und schwankt zwischen 14 und 90°. Die Dichte der Punkthäufung nimmt gegen die Peripherie hin zu, nahe der Peripherie selbst nimmt sie aber wieder ab. Prozentuell am stärksten tritt ein Maximum hervor, dessen Flächen N 67—114° O streichen und 47—73° N fallen.

Das Hauptstreichen verläuft hier also OW bis WSW—ONO und stimmt mit dem regionalen Streichen gut überein. Durch dieses Maximum läßt sich ein etwa WSW-ONO verlaufender π -Kreis legen, der auf einen Teil der B-Achsen annähernd senkrecht steht.

Da im Bereich Zeinischach-Schlucht—W-Rand des Kopser Beckens ober Tag nur wenige (15) B-Achsen einzumessen waren, war es möglich, ihre Durchstichpunkte auf demselben Diagramm einzutragen (siehe große schwarze Punkte). Diese Achsen fallen \pm mittelsteil bis steil gegen W bis NNW ein. Nur zwei von ihnen sind mäßig steil etwa gegen OSO gerichtet.

Der Verbellastollen

Dieser Stollen verläuft mehrfach gekrümmt vom Verbellabach bis in die Nähe des Zeinis-Hauses und durchörtert Amphibolit mit Aplitgneislagen, Glimmerschiefer und Schiefergneis.

Diagramm 12 enthält Lote von s-Flächen aus diesem Stollen. Das Streichen schwankt so stark, daß fast alle Richtungen beobachtet werden können. Dagegen pendelt das Einfallen nur zwischen NW, N, NO und O. Das Hauptstreichen verläuft N 56—80° O, wobei das Einfallen mit 36—60° gegen NW erfolgt.

Im Verbellastollen konnten nur 4 B-Achsen gemessen werden, weshalb ihre Durchstichpunkte in das Diagramm der s-Flächen eingetragen wurden. Durch das Maximum der s-Flächen und durch stärker besetzte Partien der gelängten Punkthäufung läßt sich ein etwa NW—SO verlaufender π -Kreis legen, der auf die zwei mäßig steil gegen NNO einschließenden B-Achsen nur annähernd senkrecht steht. Durch dieses Maximum kann noch ein zweiter, NS verlaufender π -Kreis gelegt werden, der auf die beiden um 30° gegen W einfallenden Achsen ziemlich senkrecht steht.

Der Breitspitzstollen

Dieser Stollen führt vom Kopser Becken in den Bereich der Vallula Alpe, wobei er den Gipfel des „Breiter Spitz“ unterfährt. Es werden Amphibolit mit Aplitgneis-, Schiefergneis- und Glimmerschieferlagen und sehr mächtiger Granitgneis gequert. Neben dem vorherrschenden Biotitaugengneis tritt zweiglimmeriger Augengneis und Muskowitgranitgneis auf.

Sammeldiagramm 13 zeigt Lote von s-Flächen aus diesem Stollen. Die Teildiagramme stimmen recht gut miteinander überein. Fast alle Streichrichtungen sind zu beobachten, dagegen erfolgt das Fallen \pm mittelsteil zur Hauptsache nur gegen WNW bis N. Prozentuell am stärksten tritt ein Maximum hervor, dessen s-Flächen N 52—91° O streichen und 38—57° NNW fallen. Durch dieses Maximum und stärker besetzte Teile der gelängten

Punkthäufung läßt sich ein etwa NS verlaufender π -Kreis legen, der auf das Maximum der B-Achsen (Diagramm 14) annähernd senkrecht steht.

Sammeldiagramm 14 stellt Durchstichpunkte von B-Achsen aus dem Breitspitzstollen dar. Die Teildiagramme sind einander sehr ähnlich, nur erfolgt das Einfallen der Achsen in der nördlichen Stollenhälfte meist steiler als in der südlichen. Das Streichen der Achsen pendelt zwischen N 30 und 110° W. Alle Achsen fallen mit Ausnahme einer einzigen, die mittelsteil gegen O einschießt, gegen W bis NW ein. Ihr Hauptstreichen ist N 50—87° W gerichtet, das dazugehörige Einfallen schwankt zwischen 13 und 44° WNW. Durch die mehr peripher gelängte Punkthäufung läßt sich ein Großkreis legen.

Der **Zavernastollen** wurde schon vor ein paar Jahren sehr ausführlich beschrieben (Reithofer, 1951). Das Sammeldiagramm der s-Flächen dieses Stollens ist in obiger Arbeit (S. 118, Abb. 1) abgebildet und erläutert (S. 119). Dieses Diagramm hat größte Ähnlichkeit mit dem Sammeldiagramm 13, auch die beiden Maxima decken sich zum Teil recht gut. Durch das Maximum der s-Flächen des Zavernastollens läßt sich ein etwa N 10° O verlaufender π -Kreis legen (auf Abb. 1 nicht eingetragen), der auf das Hauptstreichen der B-Achsen (S. 118, Abb. 2) senkrecht steht.

Auch das Sammeldiagramm der B-Achsen des Zavernastollens hat große Ähnlichkeit mit dem Sammeldiagramm 14. Auch die beiden Maxima überdecken sich zum Teil. Eine vereinfachte Darstellung des Sammeldiagramms der s-Flächen (15) und des Sammeldiagramms der B-Achsen (16) des Zavernastollens findet sich auf der beigegebenen Abb. 1.

Von jeder eingemessenen s-Fläche des Zavernastollens wurde mit der ihr unmittelbar benachbarten die Schnittgerade konstruiert. Die Besetzung der auf diese Weise erhaltenen Durchstichpunkte erfolgte derart gleichmäßig, daß ihre Darstellung auf einem Sammeldiagramm möglich war. Dieses Diagramm (S. 118, Abb. 3) stimmt mit dem der B-Achsen des Zavernastollens sehr gut überein. Die β -Häufungen des einen Diagramms fallen mit den Häufungen von B des anderen Diagramms zusammen. Das beweist, daß sie einem gleichen Deformationsplan angehören.

Überblick

Die Häufung der Polpunkte der s-Flächen und der Durchstichpunkte der B-Achsen erfolgte bei allen Diagrammen, bei denen keine Bemerkungen hinsichtlich der Besetzung gemacht wurden, persistent. Das synoptische Diagramm 17 enthält die Maxima aller s-Flächen aus den Diagrammen 3, 5, 7, 8, 10—13 und 15. Die Maxima der Diagramme 3, 12, 13 und 15 überdecken einander fast vollständig, während die der übrigen nur zu einem kleineren oder größeren Teil miteinander oder mit den vier zuerst angezählten Diagramme zur Deckung gebracht werden können.

Das synoptische Diagramm 18 bringt die Häufungen aller B-Achsen der Diagramme 4, 6, 9, 14 und 16 zur Darstellung. Diese Maxima überdecken einander sehr weitgehend. Von den wenigen B-Achsen, die wegen ihrer zu geringen Anzahl nur auf den Diagrammen mit s-Flächen (Diagramm 7, 10, 11 und 12) eingetragen wurden, fallen 10 Durchstichpunkte in das Innere oder an den Rand der verschiedenen Maxima von Diagramm 18.

Ein gutes Drittel kommt etwas außerhalb der Maxima zu liegen und nur die restlichen Durchstichpunkte liegen weiter verstreut.

Wie die beiden synoptischen Diagramme zeigen, hat die Untersuchung der flächigen und linearen Parallelgefüge ergeben, daß die Triebwasserstollen der Silvretta-Gruppe zwischen dem Fimbertal und dem Vermunt-Stausee innerhalb des Kristallins in einem annähernd homogenen Bereich in bezug auf s und B liegen. Für einen großen Teil der B -Achsen des Kristallins im Bereich der hier beschriebenen Stollen ist ein syntektonischer Formungsakt wahrscheinlich, soweit ihre B -Häufungen senkrecht auf den π -Kreis ihres zugeordneten Flächengefüges stehen. Bei den übrigen B -Achsen, die nicht senkrecht auf den π -Kreis ihrer zugehörigen s -Häufungen stehen, ist die Anlage des linearen Gefüges der betreffenden kleineren Bereiche nicht syntektonisch und wohl auf eine etwas spätere schräge Überprägung zurückzuführen.

Die Lage der s -Flächen der Flyschstrecke stimmt nicht mit der der s -Flächen im Kristallin überein, was nicht weiter verwunderlich ist, da der Flysch einer tieferen tektonischen Einheit angehört. Das Hauptstreichen der B -Achsen der Flyschstrecke stimmt aber ziemlich gut mit dem der B -Achsen im Kristallin überein. Die geringe Anzahl von Achsen aus der Flyschstrecke erlaubt aber keine weiteren Schlüsse.

Es konnten nur einige auf derselben Fläche sich kreuzende B -Achsen eingemessen werden. $B_2 \perp B_1$ wurde nicht beobachtet, wohl aber die schiefe Überprägung von B -Achsen. Die sich kreuzenden Achsen schließen Winkel von 24 bis 64° ein. Wegen des meist starken Pendelns der Streichrichtungen der B -Achsen und des viel zu seltenen Auftretens sich kreuzender B können die einzelnen Achsen auch in dem bisher untersuchten Teil der Silvretta-Gruppe nicht verschiedenen Deformationsplänen zugeordnet werden. In dem hier angeführten Bereich der Silvretta-Gruppe ist mit mindestens zwei, wahrscheinlich aber eher mit drei Systemen von B -Achsen zu rechnen. Alle beobachteten B -Achsen sind stoffkonkordant. Die Hauptdruckrichtungen liegen trotz des starken Pendelns der Streichrichtungen von $B \pm$ in der NS-Richtung.

Abb. 1. Lageskizze der Stollen der Bachüberleitungen nach Vermunt der Vorarlberger Illwerke Aktiengesellschaft. Weiß = Kristallin der Silvrottadecke; weit punktiert = Flyschzone des Unterengadiner Fensters. 10 s - und 6 B -Diagramme, letztere mit B bezeichnet.

Verzeichnis der Diagramme

Die Diagramme wurden mit Auszählkreis von 1% der Gesamtfläche ausgezählt. Die stärksten besetzten Gebiete sind schwarz, das unbesetzte Gebiet ist punktiert.

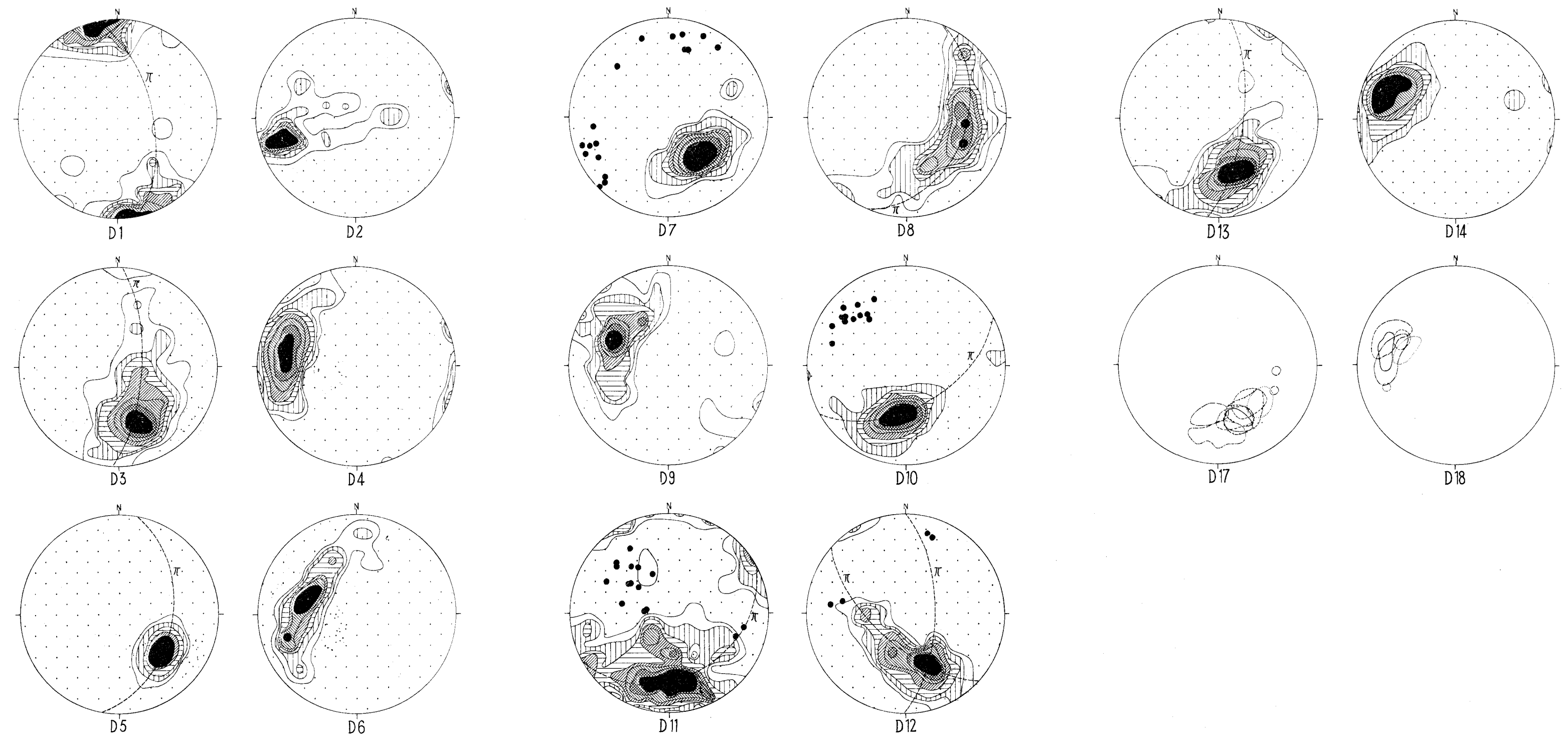
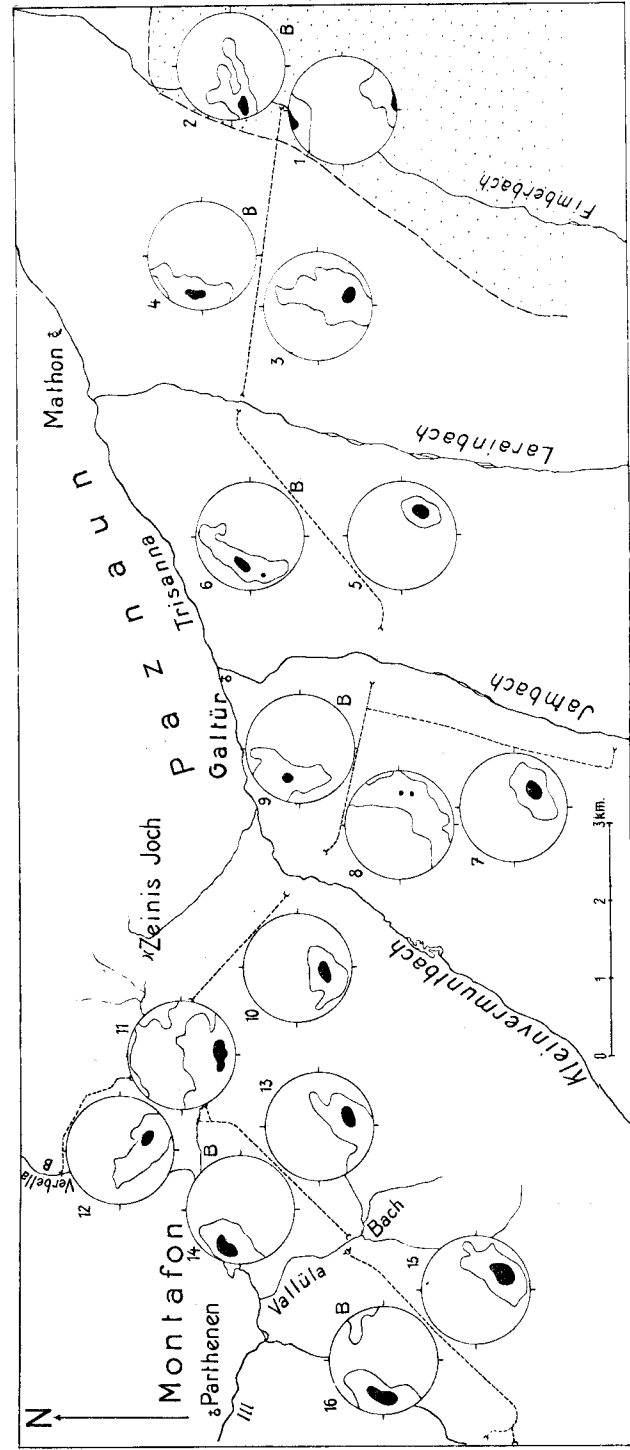
1. 57 s -Flächen (22—14) — 10 — 7 — 5 — 3 — 0.5 — 0%.
2. 35 B -Achsen (30—19) — 16 — 13 — 10 — 5 — 3 — 0%.
3. 259 s -Flächen (19—13) — 10 — 7 — 4 — 2 — 1 — 0.5 — 0%.
4. 209 B -Achsen (20—16) — 11 — 7 — 4 — 2 — 1 — 0.5 — 0%.
5. 307 s -Flächen (38—20) — 14 — 8 — 2 — 0.5 — 0%.
6. 62 B -Achsen (22—14) — 11 — 8 — 5 — 3 — 1 — 0%.
7. 108 s -Flächen (38—16) — 11 — 7 — 5 — 3 — 1 — 0.5 — 0%.
8. 161 s -Flächen 11 — 9 — 7 — 5 — 3 — 1 — 0.5 — 0%.
9. 98 B -Achsen (21—16) — 13 — 10 — 7 — 4 — 2 — 1 — 0.5 — 0%.
10. 95 s -Flächen (29—17) — 12 — 7 — 5 — 3 — 1 — 0%.

11. 83 s-Flächen (18—13) — 10 — 7 — 5 — 3 — 2 — 1 — 0%.
12. 161 s-Flächen (12—6) — 5 — 4 — 3 — 2 — 1 — 0.5 — 0%.
13. 154 s-Flächen (17—12) — 10 — 8 — 5 — 3 — 1 — 0.5 — 0%.
14. 146 B-Achsen (20—12) — 9 — 6 — 3 — 1 — 0%.
15. 216 s-Flächen } nur vereinfacht auf Abb. 1 dargestellt.
16. 120 B-Achsen }
17. Synoptisches Diagramm aller Häufungen von s-Flächen.
18. Synoptisches Diagramm aller Häufungen von B-Achsen.

Literatur

- Reithofer, O.: Geologische Beschreibung des Druckstollens Vallüla-Vermunt (Zaverna-Stollen). Jb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 94, Wien, 1951.
- Reithofer, O.: Über Flächen- und Achsengefüge in den Triebwasserstollen des Rodundwerkes (Montafon). Tsoherm. Min. u. Petr. Mitt., Dritte Folge, Bd. IV, Wien, 1954.
- Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I, Wien, 1948.

Abb. 1



Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken.

Von H. Küpper

mit Beiträgen von W. Prodingner und G. Woletz

(Mit 6 Textfiguren, 5 Tafeln [XIII—XVII] und 6 Tabellen, S. 180—194)

Inhalt

	Seite
Einleitung und kurze Erforschungsgeschichte	162
Erster Teil: Geologie	
A. Tatsachengrundlagen	163
1. Übersicht über die Schichtglieder	163
2. Der Unterbau	164
3. Das Rohrbacher Konglomerat	167
4. Die Hauptzüge der Pleistozängeologie	168
5. Stratigraphische Unterlagen der morphologischen Gliederung	170
6. Gesamtabfolge des Pleistozän	172
7. Tektonik des Pleistozän	172
8. Der NW-Rand der Neustadt-Mitterndorfer Senke	174
9. Der O-Rand der Neustadt-Mitterndorfer Senke	176
10. Die Sohle der Neustadt-Mitterndorfer Senke	177
11. Der Neunkirchner Senkungsbereich	177
12. Zur jüngeren Tektonik der südwestlichen Wurzel des Wiener Beckens	178
B. Das geologische Gesamtbild	180
Zweiter Teil: Die Wässer	
1. Entwässerungssystem und Wassertypen der Gerinne	182
2. Quellentypen und Hinweise auf den Chemismus der Wässer	184
3. Zusammensetzung der Wässer des südlichen Wiener Beckens (W. Prodingner)	184
4. Der Grundwasserkörper	195
5. Die Überlaufschwelle	196
6. Elemente der Grundwasserbewegung	198
7. Hydrogeologische Arbeitshypothese	202
8. Veränderungen der Grundwasserspiegellage 1863—1953	204
9. Artesische Wässer	205
10. Stellungnahme zur Literatur und Schlußformulierung zum geologisch-physiogeographischen Rahmen	206
Literatur	209

Liste der Beilagen

Tafelbeilagen:

- Tafel XIII: Stratigraphische Zeitmarken und morphologische Formen.
Tafel XIV: Profile durch den SW-Rand der Mitterndorfer Senke.
Tafel XV: Profile durch den N-Teil und O-Rand der Mitterndorfer Senke.
Tafel XVI: Lage der chemischen Grundwassertypen.
Tafel XVII: Geologische Daten über den Fische-Überlauf.

Textabbildungen:

1. Stratigraphische Übersicht	164
2. Kryoturbater Boden bei Biedermannsdorf	171
3. Tektonische Skizze	181
4. Temperaturen in Gerinnen	183
5. Schema der Grundwassereinsätze	202
6. Grundwasserschichtenlinien von 1863 und 1953	205

Einleitung — Erforschungsgeschichte

Der äußere Anlaß zu der im folgenden vorgelegten Bearbeitung ist eine technische Fragestellung: der zunehmende Wasserbedarf der Stadt Wien erfordert es, sich mit den Fragen der Beschaffung zusätzlicher großer Wassermengen zu befassen. Eine Prüfung der geologischen Voraussetzungen war selbstverständlich. Die rein technischen Resultate dieser Studien sind hier nur insofern gestreift, als sie im Zusammenhang mit den geologischen Beobachtungen gestatten, dem geologischen Gesamtbild neue Seiten abzugewinnen.

Von diesen Tagesfragen im geologischen Sinne ergeben sich jedoch auch Verbindungslinien zu einem weitgespannten erdgeschichtlichen Hintergrund: denn das Wiener Becken wird immer wegen seiner Lage im Alpenkörper und der Datierbarkeit der Ereignisse seines erdgeschichtlichen Geschehens von besonderer Bedeutung bleiben für die Kenntnis der geologischen Vorgänge des Alpen-Karpathenbogens selbst. In diesem Sinne ist diese Studie auch als Fortsetzung derjenigen aufzufassen, mit der wir getrachtet haben, uns mit neuerer Betrachtungsweise in das klassische Gebiet des Alpenabbruchs am W-Rand des Wiener Beckens (1949) vorzutasten. Wie damals, so ist uns auch heute trotz der Klassizität des Bodens fast auf jedem Schritt Neues begegnet.

Es darf betont werden, daß die grundsätzliche Zweiteilung des folgenden Stoffes nicht so zu verstehen ist, daß sich für den einen Teil nur der Geologe, für den anderen Teil nur der Hydrologe und Praktiker interessieren solle, im Gegenteil, das begründete Gesamtbild ergibt sich in gleicher Weise aus erstem und zweitem Teil.

Allen denen, die im Verlauf einer heute bereits sechs Jahre währenden Bearbeitung durch Kritik, Anregung und Aussprache die Durcharbeitung unseres Themas gefördert haben, sei hier gedankt: Hofrat G. Götzinger für die erste Anregung, Dr. I. Wiesböck für geduldige und verlässliche Hilfe bei immer wieder zu bewältigender Verarbeitung großer Mengen von Details, Frl. G. Koßmat für die Ermöglichung der Einsicht in Arbeitsmaterial ihres Vaters, des Geologen F. Koßmat. Unsere besondere Erkenntlichkeit sei den Wasserwerken der Gemeinde Wien zum Ausdruck gebracht, deren Förderung einen Teil der mit den Wasseranalysen im Gelände erforderlichen Arbeiten sowie die Drucklegung in der gegenwärtigen Form ermöglicht hat.

Obschon die heutige Darstellung nicht den Charakter einer abschließenden Monographie haben kann, so möchten wir doch mit einem kleinen Hinweis auf die hierunter in Tabellenform gegebene Erschließungs- und Erforschungsgeschichte darlegen, auf welchem wechsellvollen Weg wir uns zu einer Gesamtkennntnis durchtasten und wie sehr hier die ansbewerteten und zugänglich gemachten, praktischen und wissenschaftlichen Ergebnisse im Endbild aufeinander angewiesen sind.

Die wichtigsten Arbeiten zur Wassererschließung des weiteren Raumes von Wien

a) Technik und Hydrologie:	b) Geologie:
1864 Bericht der Wasserversorgungscommission	
1869—73 Bau der ersten Hochquellenleitung	1873 Geologie der Hochquellenleitung (F. Karrer, Abh. G.R.A.)
1893—96 Untersuchungen der Grundwassergebiete, Gemeinde Wien	
1900—10 Bau der zweiten Hochquellenleitung	1910—14 Geol. Aufnahme Blatt Wiener Neustadt (F. Koßmet)
	1933—36 Geol. Aufnahmen Raxgebiet (H. P. Cornelius)
	1947—49 Geol. Aufnahmen Schneeberggebiet (H. P. Cornelius)
1948 Studienkommission zur Wasserversorgung Wiens	1948 Geologie des Kalkalpenbereichs der zweiten Wiener Hochquellenleitung (F. Trauth, Abh. GBA., Bd. 26)
1953 Bau des Leitungsspeichers St. Egyd a. Steinfeld	
1954 Bericht der Studiencommission B. Min. f. H. u. W.	

Erster Teil: Geologie

A. Tatsachengrundlagen

Wenn das südliche Wiener Becken, etwa vom Semmering gesehen, vor den Füßen des Beschauers sich weitet und in Einförmigkeit nach NO zwischen Leithagebirge und Kalkalpenrand zerfließt, scheint jeder tiefere Einblick in die Geologie seines Untergrundes verschlossen. Es wäre wohl so, wenn nicht im Raume dieses Gebietes in den letzten Dezennien etliche Bohrungen niedergebracht worden wären, von denen ein Teil der geologischen Auswertung zugeführt werden konnte. Auf diesen Unterlagen fußen die folgenden Ausführungen. Sofern diese letzten Endes zur Beantwortung eines sozialen Erfordernisses (Wasserbeschaffung) hinführen, darf hier mit Nachdruck darauf verwiesen werden, daß die Ermöglichung der geologischen Auswertung jeglicher Tiefenaufschlüsse ein Gebot der Verpflichtung des einzelnen der Allgemeinheit gegenüber darstellt und die unwissentliche oder wissentliche Verschleuderung von geologischen Grunddaten (Proben usw., siehe Lagerstättengesetz 1947) nicht scharf genug verurteilt werden kann.

1. Übersicht über die Schichtglieder (Textabb. 1)

Es ist bekannt, daß entlang den Beckenrändern (Kalkalpenabbruch und Leitha—Rosaliengebirge) die den tieferen Untergrund des Beckens füllenden Schichten auftreten, u. zw. meist in einer strandnahen Entwicklung, auch manchmal tektonisch gestört. Das Beckeninnere wird eingenommen durch die jüngsten Schichtglieder der Tertiärserie (Pliozän), über welchen eine mehr oder weniger zusammenhängende Decke von pleistozänen Absätzen lagert. Torton und Sarmat, das an den Rändern

untertaucht, kommt im Beckeninneren nicht mehr an die Oberfläche. Da in den letzten Jahren eine ganze Reihe von Beobachtungspunkten gerade aus der jüngeren (postsarmat) Beckenfüllung paläontologisch genau eingestuft werden konnte, sind diese im folgenden Abschnitt näher vermerkt.

Als Überblick über die Schichtglieder des Beckeninneren und deren gegenseitige Stellung möge folgendes Schema dienen:

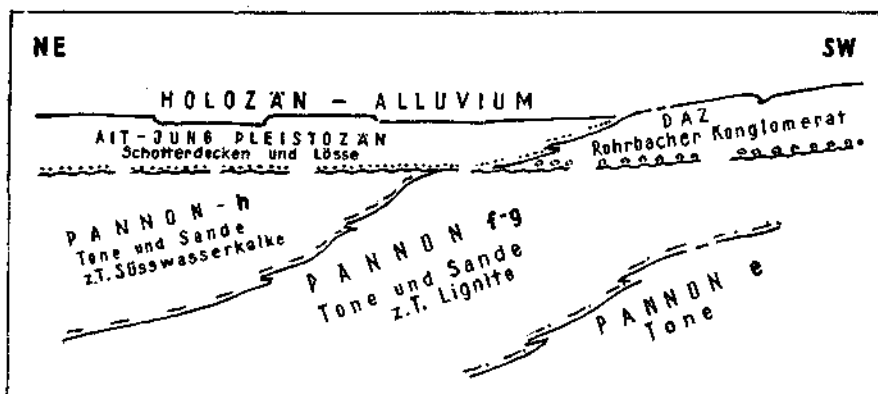


Abb. 1. Stratigraphische Übersicht

2. Der Unterbau

Im folgenden sind jene Lokalitäten aufgezählt, über welche genauere Anhaltspunkte zur Alterseinstufung vorliegen, da zukünftige Arbeiten auf dieser Grundlage weiterbauen müssen. Die Aufzählung erfolgt vom südwestlichen Beckenrand im Sinne des Uhrzeigers das Becken umschreitend und erfasst nur solche Aufschlüsse, wo unter der pleistozänen Bedeckung das Pannon oder Daz sicher erreicht ist.

- Pottschach, im Wasserleitungstollen, Kohlen (vermutlich Pannon f—g) unter Rohrbacher Konglomerat (Lit. 8, Tafel 1).
- Weikersdorf, Saubersdorf, Pannon (Lit. 14, S. 443).
- Winzendorf Nr. 240, Mittelpannon (Lit. 14, S. 449).
- Wöllersdorf (Feuerwerksanstalt); in den Tiefbrunnen des Fabriksgeländes wurden unter den Schottern zum Teil Kohlentone angetroffen, die wohl dem Pannon f—g zuzurechnen sein werden; siehe auch Lit. 42 und Tafel XIV.
- Wiener Neustadt, Wasserturm (1910), Höhe 269,5 m; 37—71 m Rohrbacher Konglomerat, 71—150 m Pannon, davon 119—133 m Ton mit Kohlenspiuren.
- Wiener Neustadt, Scheinergasse (1953), Höhe 262,5 m, 0—36 m Schotter, 30—63 m Rohrbacher Konglomerat.
- Ober-Eggendorf, Parz. 922/1 (1919), Höhe zirka 259 m, 0—47 m Schotter, Sande, Sandsteine; Pannon.
- Sollenau—Bluman: siehe Abschnitt Tektonik.
- Ober-Waltersdorf, Straße nach Tattendorf (1913), 0—142 m Tone, 27,5—75,5 m Kohlenspiuren und Kohlentone, vermutlich Pannon f—g.
- Ebreichsdorf, Straße nach Münchendorf beim St. Johannes, 197 m; bei etwa 8 m Tiefe Kohlenspiuren im Ton; vermutlich Pannon f—g.
- Guntramsdorf, Hengersdorf, Leopoldsdorf, Regelsbrunn, Vösendorf, Wildungsmauer, Wiener-Nendorf; alles Mittelpannon, siehe Lit. 20, S. 152.
- Mooßbrunn, Götzendorf, Stixneusiedl, Haslau a. D., Trautmannsdorf; alles Oberpannon, Lit. 20.

Ludwigshof bei Neuberg, Höhe 233 m, Pannon h, Lit. 15.

Wartberg S-Hang, SW Scharndorf, Pannon e.

Mannersdorf, Tongrube Zementwerk, Pannon e (Lit. 20, S. 152).

Wimpassing, alte Kirche, NO des Ortes, e 240 m, Lignite, Pannon f—g; Ziegelei Pannon.

Neudörfel—Lichtenwörth, siehe Abschnitt Tektonik.

Lanzenkirchen, Wasserbohrung 1953:

0—16.7 m Steinfeldschotter (Pleistozän);

—100.5 m graugrüne bis gelbe, zum Teil rötliche Tone, fossilieer, durchsetzt von grobsandigen bis Feinkies-Einlagerungen von unregelmäßiger Verteilung; vorläufige Einstufung Burdigal, Begleitgesteine der Pittener Kohlenserie, siehe auch Bohrung Diepolz.

Die Schwermineraluntersuchung hat keine Vergleichsmöglichkeit mit bekannten Tertiärgliedern ergeben. Dr. G. Woletz berichtet hierüber wie folgt:

Die aus der Bohrung Lanzenkirchen geförderten Proben sind durchwegs (bis 99.60 m Tiefe) mehr oder weniger intensiv ocker gefärbte Grobsande mit Tonbeimengung. Die feinsten Körnungen zeigen unter dem Mikroskop in der Hauptsache scharf kantige, klare Quarzkörner (stets Einkristalle), teils von dünner Ockerschicht überkrustet.

Daneben als Accessorien: sehr viel Epidot, viel Zirkon, wechselnde Mengen von Turmalin, wenig Granat, Rutil, zuweilen wenig Apatit, Titanit, Zoisit. Auffällig ist, daß Feldspate und Glimmer fehlen. Ein Vergleich mit anderen Tertiärsedimenten auf Grund des Schwermineralgehaltes ist bisher nicht möglich.

Bohrung Lanzenkirchen

	Gesamt-Schwermineralmenge 100 %			zusammen 100 % = „übrige durchsichtige Minerale“							
	Op	BC	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Zo	Ep
18.80—20.90 m	64		36	8	6	39	5	+	+	2	39
28.00—31.50 m	71		29	4	2	31	6	1	1	1	54
45.80—46.50 m	66		34	5	3	32	6	1	1	1	51
53.60—54.80 m	50		50	2	5	20	3	1		1	68
62.60—64.30 m	57		43	5	4	25	3	1		1	61
74.90—77.30 m	70		30	3	3	27	16				51
88.60—90.05 m	66		34	9	4	21	5			1	60
96.60—99.60 m	68		32	1	2	40	13				44

Breitenau (Papierfabrik Samum, Wasserbohrung 1953):

0—24.4 m Quarz- und Kristallinschotter mit bis zu 50% Kalkkomponenten, Quartär, Neunkirchner Schotterkegel;

— 35 m Quarz- und Kristallinschotter und Konglomerate, Kalkkomponenten sehr selten; möglicherweise Rohrbacher Konglomerat.

Über die sedimentpetrographische Bearbeitung berichtet Dr. G. Woletz wie folgt:

Aus den beiden Brunnenbohrungen von Breitenau am Steinfeld (nordöstlich Nennkirchen) wurden durchwegs gleichartige Mineralgesellschaften bekannt: Zirkon, Turmalin und Apatit sowie sehr viel Epidot sind herrschend, Granat tritt wenig in Erscheinung. Meist ist auch wenig Sprödglimmer (Chloritoid) vorhanden. Die reichlich aufscheinenden opaken Körner sind hauptsächlich Magnetit.

Die im Sediment gefundenen Schwerminerale sind von den Gesteinen der Wechselserie und der Kernserie abzuleiten, wie sie von H. Mohr

Brunnen Breitenau 1953 und Vergleichsproben

						dM												
		Op	BC	Sp	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Zo	Ep	St	Di	Au	Ho	
2010	Rohrbacher Konglomerat Straßhof, SW Neun- kirchen	58	1		41	12	0	31	25	15	1		8	2				
2011 a	Rohrbacher Konglomerat Neusiedl am Steinfeld Bohrung II. 32·10 m ..	57	5		38	34	2		14	14			34	2				
2011 b	Rohrbacher Konglomerat Neusiedl am Steinfeld Bohrung II. 39·15 m ..	95	+	+	4	+				+			++					
Breitensau am Steinfeld Brunnenbohrungen																		
2012	I. ? —24·40 m	64	3	1	32	2		12	9	30			41				6	
2013	I. 24·40—25·40 m	64	1	1	34	5	1	11	15	41			27					
2014	I. 25·40—25·60 m	00	1	2	37	4		11	6	33		1	45					
2015	II. 24·40—25·60 m	06	1	2	31	4	+	11	15	25			44				+	
2016	II. 25·60—26·30 m	07	1	1	31	4	1	13	15	22			45					
2017	II. 26·30—27·10 m	68	1	1	30	4	2	16	12	40			25				1	
2018	II. 27·10—28·40 m	58	1	1	40	5	1	13	10	33			37				1	
																		Anatas +
																		Ri 2
2019	II. 28·40—31·20 m	67	+		33	3	1	21	11	34			28					
2020	II. 31·20—31·50 m	55	1	1	43	6		12	20	34			17				1	
																		Anatas +
2021	II. 31·50—35·00 m	66	1	1	32	6	+	23	13	20			28					

Op = opake Körner

BC = Biotit + Chlorit

Sp = Sprödglimmer

dM = übrige durchsichtige Minerale

Gr = Granat

Ru = Rutil

Zi = Zirkon

Tu = Turmalin

Ap = Apatit

Ti = Titanit

Zo = Zoisit

Ep = Epidot

St = Staurolith

Di = Disthen

Au = Augit

Ho = Hornblende

Ri = Riebeckit

beschrieben worden sind. (Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel, Mitt. Geol. Ges. Bd. III, Wien 1910, und Geologie der Wechselbahn, Denkschr. Ak. d. Wiss., Math.-Nat. Kl. 82. Bd., Wien 1914.) Es wären wohl noch Hornblende (aus den Amphiboliteinschaltungen) und mehr Chlorit zu erwarten gewesen!

Zusammen mit Hornblende ist in der Tabelle auch der auffallende Riebeckit angegeben, der aus dem Forellenstein (Orthoriebeckitgneis) stammt, wie er besonders aus der Umgebung von Gloggnitz bekannt ist.

Aus dem Rohrbacher Konglomerat wurden zum Vergleich von zwei weiteren Punkten Gesteinsproben auf ihren Schwermineralinhalt untersucht.

Der nördlichste Punkt ist bei Neusiedl am Steinfeld, von einer Brunnenbohrung aus 32-1 und 39-15 m Tiefe: Granat, Epidot, Apatit und Turmalin charakterisieren das Sediment. (Leider standen von diesen beiden Bohrproben nur die größeren Schlämmrückstände für die Untersuchung zur Verfügung; die Analysen sind daher unter Umständen nur beschränkt mit den anderen zu vergleichen, da eventuell vorhanden gewesener feinstkörniger Zirkon ausgewaschen sein kann und dafür die größeren Minerale — meist Granat — relativ angereichert erscheinen.)

Das südlichste untersuchte Vorkommen liegt bei Straßhof (südlich Neunkirchen). Hier ist Zirkon, Turmalin, Apatit und Granat bestimmend, Epidot tritt etwas zurück.

Erlach, zirka 300 m NW des Föhrenhofes:

0— 9 m Schotter;

— 25 m graue und gelbe Tone mit Sandlagen.

Über die Zuordnung der unter den Steinfeldschottern gelegenen Serie bestehen keine Hinweise; möglicherweise vergleichbar mit Lanzenkirchen und Diepolz.

Diepolz; die schon von Petraschek (Lit. 23) erwähnte Bohrung hat von 13 bis 265 m nicht näher beschriebenes sandiges Material angetroffen, das mit den tieferen Teilen von Erlach und Lanzenkirchen vergleichbar sein dürfte.

Schwarzatal bis Gloggnitz; als Ergänzung zu den in Lit. 43 gegebenen Daten soll noch erwähnt werden, daß die tonigen und sandigen Hüllgesteine der Lignite von Hart bei Gloggnitz (Enzenreith) unter den Schwarzaschottern bei Wörth ebenfalls angetroffen wurden.

Überblickt man die Gesteine, die in den genannten Lokalitäten angetroffen wurden, so ergibt sich, daß es überwiegend tonige Gesteine sind, welche die im folgenden zu besprechenden Konglomerat- und Schottergruppen unterlagern.

3. Das Rohrbacher Konglomerat (Dac = Ober-Pliozän)

Am W-Rand des südlichen Wiener Beckens von Saubersdorf über Mollram, Rohrbach bis Stuppach und Hart bei Gloggnitz ziehen sich Konglomerate mit tonig-sandigen Zwischenschaltungen hin, die mit ihrem Föhrenbestand und trockenen Ackerflächen der Landschaft ein eigenes Gepräge geben und als Werksteine von gelbem Grundton mit eingefügten bunten Kalkgeröllen bei verschiedenen Bauten als Verkleidung oder Baustein (Dom Wr. Neustadt, 1. Hochquellenleitung) Verwendung gefunden haben.

Die geologische Stellung dieser Gesteine wurde kürzlich ausführlich (Lit. 14) diskutiert. Als Ergänzung hierzu kann mitgeteilt werden, daß die Rohrbacher Konglomerate in nördlicher Richtung sich bis in den Untergrund von Wr. Neustadt erstrecken, wo sie in der Bohrung Schelmer-

gasse 1953 angetroffen wurden (siehe Lit. 17 a) und für die Bohrung am Wasserturm (1906) mit guten Gründen anzunehmen sind. Ob sie sich bis in das Gebiet von Ober-Eggendorf und Lichtenwörth fortsetzen, ist nicht ganz sicher, da hierüber nur alte Berichte vorliegen.

Es ist zu betonen, daß die Rohrbacher Konglomerate in übergreifender Lagerung auf Wechselgesteinen, auf der Grauwackenzone, auf kalkalpinen Elementen und auf Pliozän angetroffen wurden, weiters, daß in ihren tieferen Teilen trockene Lagen eingeschaltet sind, die manchmal Wasser aufnehmen (Pottsbach, Wr. Neustadt), obwohl in den höheren Teilen desselben Gesteinskörpers sich das Grundwasser bewegt.

4. Die Hauptzüge der Pleistozän-Geologie

Die pleistozänen Schotter ruhen teils als Kappen oder Platten auf den Hügeln im N-Teil des südlichen Wiener Beckens (Raubenwarth, Reisenberg, Königsberg, Schüttenberg, Wartberg), teils ziehen sie am NW-Abfall des Leithagebirges hin und erreichen bei Wimpassing die Wr. Neustädter Pforte, von wo aus (Schimmelkapelle) sie sich an dem O-Hang des Rosaliengebirges fortsetzen. Überwiegend sind es Quarzschotter, doch konnten in neuerer Zeit (Lit. 15, 17) auch Gebiete mit Einstreuungen von kalkalpinen und Wechselgesteinen festgestellt werden.

Sind diese höher gelegenen Schottervorkommen zugänglich und besser bekannt, so trifft dies in weit geringerem Maße zu für jene bisher meist nur summarisch als „Quartär“ angegebenen Bildungen, die bei verschiedenen Anschlußarbeiten wohl durchteuft wurden, meist aber als „lästige“ oberflächennahe Bildung wenig Beachtung fanden, da sie, sei es bei den Erschließungsarbeiten für Kohle u. dgl., doch nur auf dem Weg zu diesem Ziele hindernd auftreten. Anders ist es bei der Betrachtung vom Standpunkt der Grundwassergeologie oder der jüngsten Tektonik: hier ist die genaue Kenntnis der Zusammensetzung und Tiefenlage der jüngsten Schotter und Sande im Untergrund der Ebene von entscheidender Bedeutung. Über die Tiefenlage dieser Bildungen sind seit Stini (Lit. 25) eine Reihe neuer Beobachtungen hinzugekommen, die im Abschnitt Tektonik und den Beilagen behandelt sind.

Eine Auflagerung von pleistozänen Quarzschottern auf Rohrbacher Konglomerate wurde bisher nirgends beobachtet.

Wichtig sind die Beobachtungen im Bereich des Gfingert Ried bis Wörther Weingarten östlich von Wimpassing a. L.

Diese Vorhügel sind vom Leithagebirge durch einen Sattel (238 m) getrennt, auf dem keine Quarzschotterbedeckung liegt. Vom Gfingert Ried (258 m) über Gaisbühel (257 m) bis zur „Alten Kirche“ (240 m) befindet sich eine Quarzschotterbedeckung von etwa 2 m Mächtigkeit. Diese ruht mit einer quarzitisch zementierten Basislage direkt den feinen Pannon-sanden und Kohlentonen auf; im Gebiet Gaisbühel—Fuchsbühel sind die Schotter zu einer fast 2 m mächtigen etwas sandigen Konglomeratbank verkittet, deren Widerstandsfähigkeit gegen die Erosion die Hügel vor der Abtragung bewahrt haben dürfte.

Es ist nun wesentlich, daß diese zementierten Quarzschotter hier einen nicht unbeträchtlichen Anteil an kalkalpinen Komponenten enthalten. Diese sind in zweierlei Richtung aufschlußreich:

einerseits sind die Quarzschotter mit Kalkkomponenten am Gaisbühel durchaus jenen ähnlich, die im Bereich der Rauchenwarther Platte erkannt wurden (Lit. 15), sie entsprechen diesen auch ungefähr in der Höhengelage. Wir meinen deshalb den Gaisbühel (257 m) als bisher südlichst bekannte Stelle des Schotterteppichs auffassen zu können, der zur Zeit des ältesten Pleistozäns das südliche Wiener Becken überspannt hat und auf dem von SW nach NO die genannten Kalkkomponenten eingestreut waren;

andererseits weisen die Kalkkomponenten am Gaisbühel dahin, daß zur Zeit ihrer Einstreuung in die Konglomerate entlang der Gefällsbahn eine Verbindung mit dem kalkalpinen Bereich bestanden haben muß. Daß sich hieraus tektonische Folgerungen ableiten lassen, wird später zu diskutieren sein.

Ein direkter petrographischer oder paläontologischer Beleg, daß die Quarzschotterleisten am NW-Rand des Leithagebirges ident sind mit den tiefsten Schichtgliedern der Schotterfüllung der Mitterndorfer Senke, fehlt vorläufig. Dagegen ist sicher, daß die Unterlagerung der Quarzschotter bei der Alten Kirche nordwestlich Wimpassing und die der Schotterfüllung im abgesenkten Teil aus jüngerem Pannon besteht.

Ein Hinweis dafür, daß die überwiegend kalkiges Material enthaltenden Schotterkegel der Schwarza und Piesting dem jüngeren Pleistozän zuzuordnen sind, ist aus der Bohrung Neudörf 1 (1952) und Breitenau (1953) abzuleiten. Es fanden sich

	Neudörf 1952	Breitenau 1953
Kalkschotter (überwiegend)	0—35 m	0—24.4 m
Quarzschotter (überwiegend)	—50 m roter Lehm als Basis	—35 m (hier vermutlich Rohrbacher Konglomerat)

Über die anderen Bohraufschlüsse liegen keine petrographischen Beobachtungen der Schotterzusammensetzung vor, ein Bereich, der in Zukunft näheres Interesse verdienen sollte.

Für den Raum Wien (Hohe Warte) bis Rauchenwarth konnte bereits früher (Lit. 17a) nachgewiesen werden, daß die älteren Pleistozänschotter übergreifend auf verschiedenen Plio- und Miozänschichtgliedern aufruhen. Setzt man diesen Schnitt in östlicher Richtung bis in die Brucker Pforte (Parndorf) fort, so lagern die Pleistozänschotter am Neuberg auf Pannon h, am Wartberg bei Scharndorf auf Pannon e und bei Parndorf vermutlich auf Torton.

Es wird hierdurch bestätigt, daß die altpleistozänen Schotter über die Schichtglieder der Beckenfüllung übergreifend abgelagert wurden; sie unterscheiden sich hierdurch wesentlich von der Mio-Plio- und Miozänschotterserie, innerhalb welcher bisher diskordante Überlagerungen meist nur in den Beckenrandgebieten beobachtet wurden.

5. Stratigraphische Unterlagen der morphologischen Gliederung

Wurden im bisherigen Beobachtungen über die Gliederung der Gesteinsgruppen der Beckenfüllung und deren Randgebiete mitgeteilt, so soll im folgenden der Versuch gemacht werden, jene Unterlagen zu sichten, aus denen sich vom geologisch-morphologischen Standpunkt Folgerungen für die Altersbeziehung der jüngeren Sedimente ableiten lassen. Erst aus der Miteinbeziehung dieser ergeben sich einigermaßen vollständige Hinweise für die Beurteilung der gegenseitigen Altersstellung von Schotterkegeln und Terrassen, was wiederum die Unterlage für die Beantwortung praktischer Fragen bildet.

Für eine Übersicht der Daten, welche als die heutigen Grundlagen der Gliederung gelten, verweisen wir nach Tafel XIII. Zu den in der Tabelle angeführten Lokalitäten möge noch folgendes als Erläuterung dienen:

Gruppe Früh-Gegenwart

Laxenburg: Sumpfböden auf Kalkschotterunterlage, keine Hinweise für Alters-einstufung der Sumpfböden; Kalkschotter wahrscheinlich Jung-Würm, da seitlicher Übergang in die von Riedenhof.

Gumpoldskirchen; schwarze Moorböden mit Landschnecken, direkt aufliegend den Torton-Tegeln.

Baden; siehe Karrer, 1884. Lit. 9.

Großau; braune und schwarze Moorböden mit reicher Molluscenfauna, auflagernd auf reinen Kalkschottern.

Im heutigen südlichen Wiener Becken bestehen keine natürlichen Sumpfgebiete. Vorläufig haben wir angenommen, daß die Auflagerung auf Jung-Würm-Kalkschotter für die Einstufung als Frühgegenwart entscheidend ist. Ein vorsichtiges Trennen und Vergleichen mit den humosen Tonböden des Jung-Würm (Enzersdorf a. d. Fischa) wird für die Zukunft wesentlich sein.

Gruppe jüngeres Jung-Pleistozän (Jung-Würmi)

Enzersdorf a. d. Fischa; humose Tone, durch Pollenanalyse festgelegt (Lit. 15), aufliegend auf Kalkschottern.

Kledering; siehe Troll, 1904.

Riedenhof bei Achau; 2,5 m Löß auf Kies mit Primigeniusresten, die tieferen Teile des Lösses und Kesses durch Brodelbodenbewegung miteinander verknüpfet. SW Ebreichsdorf; erosive Zerlappung des NO- und O-Randes des Wöllersdorfer Schotterkegels; 1:25.000, 4857/1 Grillenbühel—Kirchgraben bis W und SW von Pottendorf.

Unter-Waltersdorf; S des Ortes, Straße nach Weigelsdorf; Sand, Löß (?) auf Kalkschottern; in diesen bei Station Wampersdorf unbestimmte Vertebratenreste. Leobersdorf; siehe Lenz, 1872. Lit. 18.

Neudörfel a. L., Bahnwärterhaus; überwiegend Kalkschotter bis 36 m, darunter Quarzschotter.

S Wiener Neustadt; erosive Zerlappung des N-Randes des Neunkirchner Schotterkegels, 1:25.000, 4856/4 im Dreieck zwischen Neuwirtshaus—Klein Wolkersdorf—Fohlenhof.

Gruppe älteres Jung-Pleistozän (älteres Würm)

Biedermannsdorf SW; Kalkschotter auf pannonen Tonen, Schollen der Tone sind mit Schottern verkeilt (tief gefrorene Böden).

Wöllersdorfer Schotterkegel; eine beim Kreuzungspunkt von Wiener Neustädter Kanal und Aspangbahn ausgeführte Bohrung hat an der Basis und auch in den vermutlichen Schottern rote Tone mit zum Teil wärmeliebenden Molluscen angetroffen (Lit. 16); die Anlage des Schotterkegels dürfte deshalb und auch wegen seiner erosiven Zerlappung ins ältere Würm zu stellen sein.

Neunkirchner Schotterkegel; wegen seiner ähnlichen Position, der gleichen Zerlappung des N-Randes und wahrscheinlicher Verzahnung mit dem Wöllersdorfer Kegel wird ersterer auch in die Gruppe älteres Würm eingereiht.

Riß-Wärm-Zwischengruppe

Himberg; Roterdereste, durch Brodelbewegungen mit Tonböden verknetet, auf Kalkschottern.

Theresienfeld Ost; rote Tone in tiefen Teilen des Wöllersdorfer Kegels mit wärme-liebenden Mollusken (Lit. 16).

Neudörfel, Bahnwärterhaus; rote Tone, an Basis Quarzschotter (ohne Fossilien). Mollram; funktionslose Trockentäler als morphologische Elemente dem Rohrbacher Konglomerat aufgeprägt, aber unter den Neunkirchner Schotterkegel unter-tauchend; lößartige Sande mit Fossilien bei Wartmannstätten in derartigen Trockentälern hierher gehörig?

Ternitz; Zerschneidung der stark verfestigten Schwarzatalterrassen, z. B. die nörd-lichste Steilstufe (= Wurzel des Neunkirchner Kegels) am O-Rand des Ortes Ternitz-Rohrbach, knapp S der Dunkelsteiner Brücke.

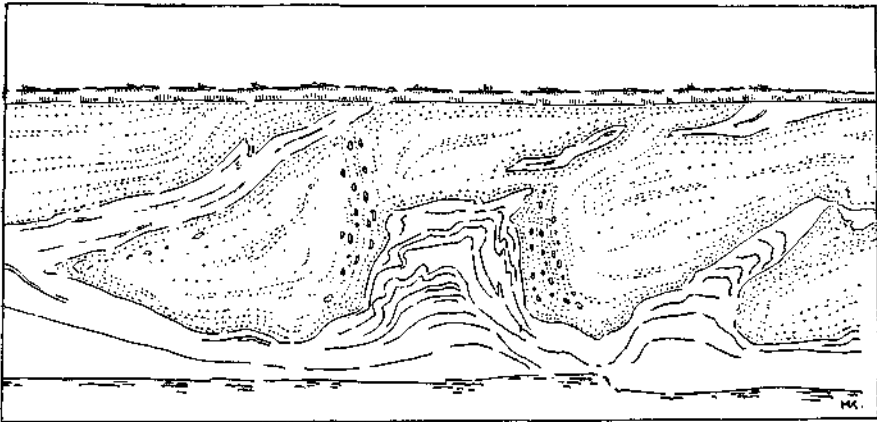


Abb. 2. Kryoturbater Boden bei Biedermannsdorf
Höhe $2\frac{1}{2}$ m, punktiert = quartäre Sande und Schotter
weiß = pannone Feinsande

Gruppe Mittel-Pleistozän

(Riß-Simmering-Stadtniveau)

Fischamend Reichstraße; Schotter vom normalen Typus der Simmeringterrasse und auch in deren Fortsetzung gelegen, Riesenblöcke eingelagert, Reste von *El. primigenius*, überlagert durch Löß, Relief auf Pannon-Sanden.

Enzersdorf a. d. Fischa; verfestigte Kalkschotter (Lit. 15).

Gramatneusiedl—Wienerherberg (Unteres Fischatal); Terrassenleisten mit Löß-auflagerung.

Guntramsdorf, W-Grube, N-Überquarung, Wiener Neustädter Kanal über Bundesstraße; dünne Schotterdecke auf Pannon, darüber Löß mit im tieferen Teil Braunerdezone.

Es ist weiter möglich, daß die höher als der Wöllersdorfer Schotterkegel gelegenen Terrassen (Büdel 1944, S. 511) hier einzureihen sind, doch wird hierfür erst ge-naueres zu sagen sein, bis die Bearbeitung der Triestingbucht weiter gediehen ist.

Gruppe Alt-Pleistozän

(Mindel + Günz ~ Arsenal—Laaerberg)

Gramatneusiedl N, NO; Schotterinseln mit hochliegender Sohle auf Pannonsockel, vermutlich Arsenalniveau.

Hexenbühl—Rauchenwarther Platte; Quarzgerölle mit Kalkkomponenten auf Pannon, auffallend Windkanter.

Goldberg bei Reisenberg; Quarzgerölle, zum Teil schlecht gerundet, verkieseltes Holz als Komponenten.

Stotzing bei Loretto; sehr große Quarzitzerölle mit prachtvollem Windschliff auch an großen Blöcken.

Fuchs Bühel bei Wimpassing, siehe Abschnitt 7, S. 172/173.

Zu diesen Mittel-Alt-Pleistozängruppen werden ebenfalls zu rechnen sein die wohl entwickelten Terrassen des Gebietes Stuppach—Ternitz—Sierningtal bis Sieding. Im Gegensatz zum Neunkirchner Kegel sind diese Terrassen aus verfestigten nagelfluhähnlichen Konglomeraten aufgebaut, die in ihrer Konsistenz zwischen dem Neunkirchner Schotterkegel und dem Rohrbacher Konglomerat liegen. Dieser groben Einengung nach dem Festigkeitsbefund entspricht auch die vorläufige geologische Zeiteinstufung: Nnr zwischen die in sie eingeschnittene Wurzel des Neunkirchner Schotterkegels (Würm) und das Rohrbacher Konglomerat (Daz), in das sie wieder eingesenkt sind, können sie vorläufig eingestuft werden. Wegen der im Vergleich mit den Würm-Schotterkegeln viel höheren Verfestigungen vermuten wir eine ältere pleistozäne Einstufung.

Letzten Endes ist ein Anteil der sehr ausgesprochenen Zertalung der Rohrbacher Konglomerate sehr wahrscheinlich auch noch ins Alt-Pleistozän, aber vor die Ablagerung der Schwarzatalterrassen zu verlegen.

Hat die Diskussion der modernen Pleistozänstratigraphie im Stadtbereich der Wiener Terrassenfolge ihren Ausgangspunkt genommen, so ergibt sich aus den oben angeführten Daten, daß im südlichen Wiener Becken eine Anzahl entscheidender Anknüpfungspunkte vorliegen, auf Grund derer eine zum Teil durch Fossilien, zum Teil durch Aufschlußbeobachtungen belegte Pleistozänabfolge sich entwerfen läßt. Es ist zu hoffen, daß unter Mitbenützung dieser Daten sich eine Neuhehlung morphologischer Arbeiten anbahnen möge, deren Schwerpunkt seit den klassischen Arbeiten meist immer noch beim Stufenbau der Beckenränder gelegen ist.

6. Gesamtabfolge des Pleistozäns

(siehe Tabelle Seite 173)

Da entlang der Donau, also im nördlichen Teil des südlichen Wiener Beckens, deutlich periglaziale Schotterteppiche des Pleistozäns vorliegen, das südliche Ende des Beckens jedoch sich bis in die Nähe der glazigenen Sedimente am Fuß des Schneeberges erstreckt, ist in der folgenden vereinfachten Zusammenfassung ein Entwurf der Gesamtabfolge der drei Ablagerungsgebiete zur Darstellung gebracht. Wenn hiebei die zeitlichen Ordnungen größer und daher auch gröber genommen sind, als es dem von der Penck'schen Diluvialgliederung hergeleiteten gangbaren Schema entspricht, so bringen wir damit eine vorläufig geologisch orientierende Auffassung zum Ausdruck, nach der es empfehlenswert ist, einer Feingliederung erst dann einzusetzen, wenn Beobachtungen hierfür sich als zwingend erweisen.

7. Tektonik des Pleistozäns

Wenn in dem bisherigen kurz jene Gesteinsfolge des südlichen Wiener Beckens skizziert ist, in der und auf der sich die verschiedenen Gewässer bewegen, so muß im folgenden vor allem jener Züge des Baues gedacht werden, welche die Lagerung der jungen Gesteinsgruppen beeinflussen.

Tektonische Bewegungen in den jüngsten Sedimenten sind als solche nicht leicht erkennbar, es soll deshalb zuerst auf zwei Beobachtungsgruppen hingewiesen werden, aus denen sich die Tatsache junger Störungen allgemein ableiten läßt.

Das Vorhandensein von Kalkkomponenten in den altpleistozänen Konglomeraten am Gaisbühel weist darauf hin, daß diese zur Zeit ihrer

		Schneeberg- gebiet Cornelius 1951	südliches Wiener Becken Küpper 1954	Wiener Terrassenfolge Papp 1949 — Küpper 1952 Fink 1954
Jung- Pleistozän	Früh- Gegen- wart		Sumpfböden: Grossau, Gumpoldskirchen, Laxenburg	
	Jung- Würm	Puchberger	Zerlappung der Schotterkegel, Primi- geniusreste weit ver- breitet	Prater-Niveau Mannwörther Terrasse (-Gänserrdorfer Terr. J. Fink)
	Alt- Würm	Moränen	Wöllersdorfer Schotter- kegel, Frostböden, Biedermannsdorf	
Mittel- Pleistozän	Riß/Würm- Inter- glazial		Roterde mit Fossilien Theresienfeld 1951, Neudörfl	Roterdespuren auf Simmeringterrasse
	Riß	Puchberger Terrassen- schotter	Ternitzer Nagelfluh Stuppach, Ternitz, Sierningtal	Stadt Simmering- Niveau, Höh. Terrasse westl. Seyring (J. Fink)
Alt- Pleistozän	Mindel	Gehänge- breccien	Fuchsenbühel b. Wimpassing, Goldberg b. Reisenberg, Raucheuwarther Platte	Arsenal-Niveau Wienerberg Terrasse (J. Fink) Laaerberg-Niveau
	Günz			

(zu Abschnitt 6, Seite 172)

Einstreuung dem Gefälle folgend vom SW her ihren heutigen Ablagerungsraum erreicht haben. Im Rahmen der heutigen morphologischen Verhältnisse wäre dies nicht möglich, da die Niederung des Steinfeldes Kalkalpen und Leithagebirgsrand trennt. Da in dem Zwischengebiet die Unterlagerung des Pleistozäns so tief liegt, daß aus dem Vergleich von Beckenrand und Beckenmitte kaum auf eine erosive Furche geschlossen werden kann, ist es sehr wahrscheinlich, daß die heutige Trennung von Kalkalpen und Leithagebirge möglich zum Teil erosiv, sicher jedoch auch tektonisch bedingt ist. Wir fassen deshalb den Gaisbühel (zusammen mit dem Goldberg bei Reisenberg) als Hinweis dafür auf, daß nach der Bildung der älteren Schotterfächer, also nach-altpleistozän, tektonische Absenkungen im zentralen Teil des südlichen Wiener Beckens stattgefunden haben. Der Gaisbühel wäre demnach aufzufassen als ein Rest eines nach NO ausgreifenden Schotterkegels, dessen südwestliche, mit den Kalkalpen ursprünglich verbindende Teile heute tektonisch versenkt sind.

Hinweise dafür, daß tektonische Bewegungen während des Pleistozäns noch andauert haben, ergeben sich auch aus dem Vergleich des heutigen Gefälles mit dem, welches aus dem Vergleich der Auflagerungssohle der Basis Jung-Pleistozän im mittleren und nördlichen Beckenteil sich ergibt.

Wenn man auch das heutige Ausmaß des Gefälles nicht als Normalmaß des wahrscheinlichen Gefälles anzunehmen braucht, ist doch das prä-

Fischa-Dagnitz-Quelle		Enzersdorf a. d. Fischa		
Terrain	236 m	165 m	heutiges Gefälle zirka 70 m	} über zirka 30 km
Sohle Würm (nach Bohrungen)	164 m	158 m	prä-Würmgefälle zirka 10 m	

Würmgefälle von 10 m auf 30 km als sehr gering zu betrachten; umso mehr als die Basisbestimmungen bei der Fischa-Dagnitz-Quelle durch Bohrungen eher zu hohe als zu tiefe Werte aufweisen und auch der Wert von Enzersdorf eher als zu tief wie zu hoch angesehen werden kann, da dort von einer Datierung prä-Würm nicht die Rede ist, sondern bestenfalls jung-Würm. Wir halten es also durchaus nicht für ausgeschlossen, daß sich das geschätzte prä-Würmgefälle von 10 m noch weiter verringert und somit ein fast dem Nullwert sich näherndes Gefälle doch wohl als tektonisch bedingt angesehen werden kann. Generell ziehen wir damit den gleichen Schluß wie Hassinger (Südliches Wiener Becken — eine Rückfallebene), präzisieren ihn nur dahin, als wir die Dauer tektonischer Bewegungen bis an den Anfang des jung-Pleistozäns für durchaus wahrscheinlich halten.

8. Der W-Rand der Mitterndorfer Senke (Tafel XIV.)

a) Das Querprofil durch den Beckenrand von Brunn und Fischau (Tafel XIV, Fig. e) umfaßt ein kompliziert gebautes Randgebiet, worüber schon seit Karrer Daten vorliegen, die aber bisher noch nicht zu einer einheitlichen Profildarstellung zusammengefaßt wurden.

Im großen gesehen haben wir einen, dem Mesozoikum normal aufliegenden Schichtstoß, der vom Torton bis ins Sarmat reicht; gegen diesen ist durch einen Randbruch östlich abgesetzt das Pannon.

Das Torton ist als Leitbalken und Sandsteine entwickelt; in diesen steht der 75 m tiefe Brunnen des Bergschlüssels; auf diesem Torton liegt eine Haut von grobklastischem Sarmat, die auch für Rohrbacher Konglomerat gehalten wurde, aber durch Fossileinschlüsse (südlich des Bergschlüssels, unterer Gemeindebruch) als Sarmat festgelegt ist. Es ist dies aber scheinbar eine nur dünne Bedeckung, denn westlich der Hochquellenleitung kommt unter den Konglomeraten Lithothamnienmergel zum Vorschein. Andererseits treten unter den Konglomeraten bei der „Schiefen Brücke“ (Karrer) und neuerdings in einem Brunnen bei der Kapelle am S-Ende des Ortes Brunn grüne sandige Tone auf, die reichlich Sarmatfossilien geliefert haben (diese waren für Karrer Anlaß, die Konglomerate als post-sarmate Rohrbacher Konglomerate zu deuten). Die Verzahnung der bisher genannten Schichtglieder ist im Profil dargestellt; eine offene Frage bleibt, ob und inwieweit sich die Sarmatkonglomerate von den weiter NO gelegenen Konglomeraten trennen lassen, die von Winkler als Delta-bildung beschrieben wurden.

Wahrscheinlich angedeutet durch die starke „Quelle“ schneidet ein System von Randstörungen die genannten Torton-Sarmatbildungen ab, derart, daß im Untergrund der östlich anschließenden Ebene fossilere

Tone auftreten. Diese setzen sich bis Weikersdorf und Winzendorf fort und haben dort Ostracoden des Pannon E geliefert.

Aus dieser Sachlage läßt sich das Alter der Randstörung hier als post-Mittelpannon angeben. Außerdem ergibt sich aus der diskontinuierlichen Auflagerung von konglomeratischem Sarmat auf Torton im Ausgang des oberen Gemeindebruches ein Hinweis auf post-tortone und prä-sarmatische Bewegungen (moldavisch-intramiozän).

b) Das Bruchschollengebiet Leohersdorf—Blumau—Fischau. Tafel XIV, Fig. a—d.

Liegen in den älteren Angaben (G. A. Koch, 1909) ausschließlich Hinweise vor, daß im Untergrund dieses Teiles des Steinfeldes Pannon bei Wasserbohrungen angetroffen wurde, so ergibt sich aus Neubohrungen die Möglichkeit, ältere Angaben neu zu interpretieren. Das erhaltene Bild bleibt jedoch lückenhaft, da die Bohrungen nicht systematisch ausgeführt wurden, vielmehr wiederholte Versuche darstellen, sei es vom Standpunkt der Kohlen-, sei es für Wassererschließung, rasch zu Ergebnissen zu kommen.

Für die jetzt vorgelegte Deutung ist nach dem Entwurf von A. Ruttner die Lage von Kohlen und Kohlenspuren als Leitschicht angenommen worden, deren Lage durch A. Papp bei Sollenau als an der Grenze von Pannon E und F gelegen, bestimmt wurde.

Im Profil durch die aus den Jahre 1916/17 stammenden Wasserbohrungen der seinerzeitigen Munitionsfabrik Wöllersdorf (Fig. d) ergibt sich für den Untergrund des Wöllersdorfer Schotterkegels, daß im westlichen Teil (Objekt 150, 38) die Kohlenspuren tief liegen; in Objekt 170 viel höher; in dem zwischen 38 und 170 gelegenen Objekt 526 fehlen sie ganz; die hier vorkommende Sandsteingruppe fassen wir auf als einen Hinweis für tiefere Schichten. Bei Mitberücksichtigung der Lage der Kohlen von Steinabrüchl ergibt sich von W nach O eine abgesunkene Randscholle, dann eine höhere Randstaffel, die schließlich durch den Sollenauer Randbruch nach O abgesetzt wird.

Der Schnitt Fehxdorf—Petriefeld ist ähnlich, Fig. c; in der höher gelegenen Randstaffel ist hier bei 60 m der Übergang von Unterpannon in Ober-Sarmat durch Foraminiferen festgelegt (Bestimmung Dr. Grill). Der Sollenauer Randbruch ist hier durch die etwas größere Schottermächtigkeit in B. Petriefeld angedeutet.

Auch im Schnitt vom Heilsamen Brunnen nach Sollenau (Fig. b) sind im Detail durch die Ausarbeitung von Dr. A. Ruttner (1951) mehrere Bruchschollen erkannt worden. Westlich Sollenau wurden von 1910—1950 immer wieder die Kohlen des Grenzgebietes Pannon E—F in 50—70 m Tiefe angetroffen; nur 500 m östlich davon liegen die Kohlenspuren bei zirka 200 m und am Wr. Neustädter Kanal hat 1901 eine Bohrung bis 331 keine Kohlenspuren angetroffen. Es sinken demnach auch hier die Bruchstaffeln nach O in die Tiefe ab.

Das Profil Schönau—Blumau endlich (Fig. a) zeigt im W-Teil ein Absinken des Pannons E nach O. Kohlenspuren am Schönauer Teich (1919) dagegen viel höher; in der Tiefbohrung Blumau dagegen erst wieder bei 220 m. Der Sollenauer Bruch ist hier wiederum durch eine sprunghafte Mächtigkeitszunahme der Schotterdecke (S 18—S 9 gegen Br 6—S 23) markiert.

Wenn man nun die in den Profilen diskutierten Daten zu einem Kartenbild zusammenfaßt (Fig. f), so ergibt sich, daß durch den Randbruch Fischau—Sollenau—Blumau die S-Fortsetzung des Badener Bruches abgeschnitten wird. An den Sollenauer Bruch schließen sich an dessen NW-Seite ebenfalls Bruchstaffeln an, durch die das Dreieck Fischau—Blumau—Leobersdorf in SW—NO verlaufende Schollenleisten aufgefiedert wird. Im großen gesehen fassen wir diese auf als den tektonischen NW-Rand des Mitterndorfer Grabens und halten die Bruchschollen zumindest zum Teil bedingt als randliche Aufstauchungen des Einbruchsgrabens.

Aus den Profilen ergibt sich, daß der Großteil der Brüche als post-Mittelpannon aufzufassen ist; die Tatsache, daß im Wöllersdorfer und Blumauer Profil pleistozäne Schotter noch mitversetzt sind, weisen auf ein post-altpleistozänes Alter des Sollenauer Bruches. Es sind Hinweise dafür da, daß das gesamte Sollenauer Störungshündel nach SW noch in den Kalkalpenkörper eintritt; die Weiterverfolgung ist jedoch noch im Gang; auch nach NO setzt sich der Sollenauer Bruch über Oberwaltersdorf (hochliegendes Pannon mit Kohlenspurten, 28—298 m) und St. Johannes nordwestlich Ehreichsdorf (Kohlenspurten in geringer Tiefe) bis nach Moosbrunn fort, wo ihm zum Teil der steile N-Rand des Fischatales entspricht. Die den Bruchrand begleitende Sollenauer Staffel läuft scheinbar gegen die S-Fortsetzung des Badener Bruches irgendwie aus.

Da sich aus der tektonischen Skizze (Fig. f) unseres Erachtens ergibt, daß der Fischau—Sollenau—Blumauer Randbruch (der Name gilt für dieses Gebiet) sich nach NO weiter fortsetzt, schlagen wir vor, von einer Sollenau—Moosbrunner Linie zu sprechen, die als der gesamte NW-Bruchrand der Neustadt—Mitterndorfer Senke aufzufassen ist und demnach eine etwas weitere Fassung hat wie die Moosbrunner Linie nach Janoschek (1950).

9. Der O-Rand der Neustadt—Mitterndorfer Senke (Tafel XV)

Das Querprofil von Gramatneusiedl zum Goldberg (Tafel XV, Fig. a) zeigt unter Berücksichtigung der vor 1945 ausgeführten Bohrungen klar die tektonische Natur der dort schon schmalen Neustadt—Mitterndorfer Senke. Am NW-Rand des Fischatales sinkt die Unterkante der Pleistozän-schotter in Bruchstufen nach SO ab, es ist dies der nordöstlichste sichere Beleg der Fortsetzung der Sollenau—Moosbrunner Linie. In ähnlichem Stil steigt nach SO die Schottersohle wieder stufenförmig auf, bis die Basis des Altpleistozäns etwa 5—10 m unter dem Gipfel des Goldberges auftritt. Der Goldberg markiert den O-Rand der tektonischen Senke; es wird deshalb vorgeschlagen, hier den SO-Randbruch der Senke „Goldbergbruch“ zu nennen.

Vom Goldberg nach SW ist dieser Bruch durch das breite, nach O austretende Leithatal verdeckt und ist erst wieder am Sporn von Wimpassing—Prodersdorf erkennbar. An diesem Punkt hat bereits Janoschek (1950) seine Wimpassinger Linie als SO-Begrenzung der Mitterndorfer Senke angegeben. Nach den Profildaten können wir bestätigen, daß der Bruchdurchgang hier und weiter nach S bis Lichtenwörth sich in einer sprunghaften Mächtigkeitzunahme der Schotter äußert (Tafel XV, Fig. b, c).

Südwestlich des Wimpassinger Spornes springt das an Brüchen abgesenkte Pannon in die Neustädter Pforte zurück. Die Wimpassinger Linie setzt sich jedoch, diesen zurückspringenden Bogen des Zillingdorfer Beckens abschneidend, in geschwungenem SW-Verlauf bis in die Richtung Neudörfel fort. Hier ist der Randbruch gegen das Wiener Becken und auch die südwestliche Bruchbegrenzung der Neustädter Pforte durch Bohrungen und Brunnengrabungen deutlich festgelegt (siehe Tafel XV, Kartenskizze Fig. h).

Im ganzen ist der SO-Rand des Neustadt—Mitterndorfer Grabens durch die Goldberg—Wimpassinger Linie festgelegt, die sich nach SW bis Neudörfel fortsetzt. An mehreren entscheidenden Stellen ist hier am Bruch der Versatz von Pleistozän-Schottern beobachtet, weshalb für den Bruch als Alter zumindest post-Altpleistozän anzunehmen ist, ein Befund, der mit der Altersangabe der Sollenau—Moosbrunner Linie übereinstimmt.

10. Die Sohle der Neustadt—Mitterndorfer Senke

In dem Senkungstreifen, welcher im NW durch die Sollenau—Moosbrunner Linie und im SO durch die Wimpassing—Goldberg-Linie eingeschlossen wird, liegen die Bohrungen Wr. Neustadt (Wasserturm, 1906), Wr. Neustadt, Schelmergasse, 1953, Ober-Eggendorf, 1920, Mitterndorf CFL 3, Marienthal CFL 25 sowie das Querprofil über das Fischatal bei Enzersdorf an der Fische, das im Abschnitt Grundwasser diskutiert ist.

Unter Hinweis auf die allgemein gehaltene Besprechung in Lit. 17 a soll hier nur betont werden, daß der tiefste Teil des abgesenkten Streifens bei Mitterndorf gelegen ist; von hier hebt sich die Sohle rasch nach NO, Richtung Enzersdorf; die Absenkung von Wr. Neustadt nach NO zum tiefsten Punkt findet allmählich statt und vermutlich nicht kontinuierlich. Es sind Anzeichen vorhanden für eine Querschwelle bei Weigelsdorf, die möglicherweise damit in Zusammenhang gebracht werden kann, daß zwischen dem NO gerichteten Neustadt—Mitterndorfer Senkungstreifen und dem NW gerichteten, etwas älteren Beckenrandbrüchen eine Verwitterung stattfindet, so daß die genaunte Querschwelle in der Senke ein versenktes Element der NW-Linien außer der Senke sein könnte.

Aus dem Vergleich der Höhenlage der Auflagerung des Altpleistozäns am Goldberg mit der Sohle der Pleistozänschotter bei Mitterndorf ergibt sich eine totale Absenkung von rund 150—200 m, die im jüngeren Teil des Pleistozäns noch stattgefunden haben muß.

11. Der Neunkirchner Senkungsbereich

Der nach NO sich verengende und ausspitzende Neustadt—Mitterndorfer Senkungstreifen öffnet sich nach SW in ein Gebiet, das wohl auch ein Senkungsgebiet ist, aber wegen seines andersartigen Umrisses und sonstiger Verschiedenheiten, die in der geologischen Entstehungsgeschichte gelegen sind, getrennt als Neunkirchner Senkungsbereich erwähnt werden soll.

Anläßlich einer Exkursion im Frühjahr 1953 wurde darauf hingewiesen, daß dem W-Rand des Wiener Beckens, etwa nördlich von Wöllersdorf, ein breiter Saum mio-pliozäner Sedimente angelagert ist, die eine teilweise noch gut erhaltene plio-pleistozäne Morphologie tragen. Im Gegensatz

hiezuh fehlt im südlichsten Teil des Wiener Beckens, also etwa südlich des Parallels von Wr. Neustadt, am Becken-O- und W-Rand der mio-pliozäne Saum; es fehlt auch die pliozäne Terrassenmorphologie. Das dominierende Element ist hier der ausgedehnte Schotterkörper der Rohrbacher Konglomerate (Daz). Dieser ruht stellenweise auf höherem Pannon, erstreckt sich nordwärts his Wr. Neustadt (möglicherweise his Ober-Eggendorf) und greift auch auf die verschiedenartigen Beckenränder über. Da südlich von Winzendorf kein Torton oder Sarmat mehr bekannt ist, nehmen wir an, daß das südliche Wiener Becken, wie wir es mit seinem Saum von Torton und Sarmat aus dem Raum von Wien bis Wöllersdorf kennen, ursprünglich mit einer heute versunkenen südlichsten Teilbucht bis Winzendorf—Wiener Neustadt gereicht, hier aber sein S-Ende gefunden haben mag. Von hier dürfte es dann über Sauerbrunn (SW-Rand Neustädter Pforte) in den burgenländischen Tertiärrand sich fortgesetzt haben. Über diese Teilbucht hinaus hat das Pannon weiter nach S bis Pottschach ausgegriffen, das Daz schließlich hat in einen noch weiter nach S his Gloggnitz vorgebauten Senkungskessel seine Schottermassen ergossen.

Im Rahmen der geologischen Entwicklung gesehen, halten wir den Neunkirchner Senkungsbereich für einen relativ jungen tektonischen Anbau an das südliche Wiener Becken. Sein Entstehungsdatum stellt insofern eine Wende in der jüngeren Entwicklung des tektonischen Geschehens dar, als nach unserer Kenntnis bis zum Mittelpannon die NNW gerichteten Randbrüche (Baden, Eichkogel, Leopoldsdorf usw.) das bestimmende Element gewesen sind; mit dem Einbruch des Neunkirchner Senkungsbereiches, also post-Oberpannon—prä-Daz, schaltet die Einbruchstektonik scheinbar um auf die Mürztalrichtung (SW—NO), die von da an bis ins Pleistozän dominierend bleibt (Neustadt-Mitterndorfer Senkungstreifen und post-Daz-Bewegungen im Schwarzatal, Ternitzer Bruch siehe unten).

Das tiefe Eingreifen des Neunkirchner Senkungsbereiches in den Alpenkörper, eine Umschaltung der Richtung der tektonischen Senkungstendenz im Wiener Becken vom Zeitpunkt seines Entstehens an, und schließlich auch die Tatsache, daß dieses relativ junge Senkungsgebiet die Umleitung bildet zu den ausgeprägten negativen Schwereabweichungen im Alpenkörper westlich des Wiener Raumes sind Tatsachen, die den Wunsch rechtfertigen, daß dieses Gebiet mehr in den Kreis der Studienobjekte der Geologen und auch Morphologen gerückt werden möge, als dies bisher der Fall war.

12. Zur jüngeren Tektonik der südwestlichen Wurzel des Wiener Beckens

Das Gebiet, welches durch die Orte Würflach—Ternitz—Wartmannstetten—Neudörfel begrenzt ist, wurde im vorhergehenden als Neunkirchner Senkungsbereich beschrieben und seine besondere Stellung im Rahmen der geologischen Entwicklung hervorgehoben. Da nur wenig Tiefenaufschlüsse vorliegen und auch die Rohrbacher Konglomerate nur Hinweise für post-dazische Störungen zulassen, begnügen wir uns mit der folgenden von W nach O fortschreitenden Aufzählung von Anzeichen tektonischer Elemente, die für den tieferen Bau des Gebietes von Wichtigkeit sein dürften.

An einer auffallend geraden Linie sind zwischen Willendorf und Rohrbach die Rohrbacher Konglomerate einem Steilrand angelagert, mit der die N-Fortsetzung des Gösing-Zuges nach O abbricht. Es scheint möglich, daß man es hier mit einem prä-dazischen Bruchrand zu tun hat, dessen Ausstrich durch die anlagernden Konglomerate verdeckt sein dürfte, dessen Lage aber durch den geraden Randverlauf ungefähr gegeben ist.

In einem einigermaßen schmalen „Kanal“ setzen sich die Rohrbacher Konglomerate bis zum Hart bei Gloggnitz fort, überlagern jedoch, nach W ausgreifend, den Sockel der Granwackengesteine bis knapp westlich Vöstenhof, wohei ihre Sohle bis zu 598 m Seehöhe ansteigt. Aus der bereits erwähnten Bohrung Pottschach 1943 ergibt sich, daß die Rohrbacher Konglomerate dort bei 260 m Seehöhe noch nicht durchteuft sind; dies kann als Hinweis dafür aufgefaßt werden, daß die Konglomerate in ein wahrscheinlich tektonisch vorgeformtes oder doch zumindest tektonisch mitbeeinflusstes Relief eingeschüttet wurden. Aus dem Detailprofil (Abb. 2 in Lit. 43) über das Schwarzatal bei Ternitz ergibt sich weiterhin, daß auch noch die Rohrbacher Konglomerate durch einen SSW—NNO verlaufenden Verwurf gegen die Talsohle versetzt sind, mit dem wir den Steilabfall des Burgstallberges und den geradlinigen Verlauf des W-Randes des Schwarzatales bis Stuppach in Verbindung bringen. Das Alter dieses „Ternitzer Bruches“ ist wohl teilweise post-daz.

Die Streichrichtung des Burdigal von Gloggnitz (Hart) scheint mit der des Schwarzatales Gloggnitz—Ternitz übereinzustimmen. Die tektonische Einklemmung der Harter Kohlen ist jedoch nicht mit jüngeren Störungen in Verbindung zu bringen. Es liegt hier ein wahrscheinlich frühmiozänes Element vor, über dessen Lage und Richtung wenig bekannt ist; die durchaus mögliche Fortsetzung der Harter Kohlen nach NNO ist bisher noch nicht untersucht.

Im Untergrund des O-Randes des Neunkirchner Senkungsbereiches scheinen ebenfalls ein oder mehrere weithin durchlaufende Randbrüche zu bestehen; so hat eine Wasserbohrung in Lanztenkirchen von 18—100 m Tiefe vermutlich tertiäre Schichten angetroffen, die unter dem zentralen Teil des Neunkirchner Schotterkegels nicht mehr angetroffen wurden und hier tektonisch versenkt sein dürften; auch hat die Bohrung Diepolz kristalline Gesteine bei 288 m Tiefe (= zirka 100 m Seehöhe) erreicht, während in dem Graben, der von Ramplach nach SSW geht, der prä-tertiäre Untergrund bei etwa +400 m Seehöhe festgestellt wurde. Beide Daten, die von Lanztenkirchen sowie die von Diepolz, weisen darauf hin, daß der O-Rand des Neunkirchner Senkungsbereiches durch einen bedeutenden östlichen Randbruch markiert sein dürfte, der infolge von Schotterbedeckung und Erosion bisher nur durch die zwei genannten Bohraufschlüsse angedeutet werden konnte.

Es besteht der Eindruck, daß die Fortsetzung der Wimpassinger Linie in SSW-Richtung weiterstreichend, das kohleführende Tertiär von Schauerleiten vom Kristallin des Rosaliengehirges trennt. Jene Linie dagegen, die den tiefen Teil des Neunkirchner Senkungsbereiches von seinem höheren SO-Rand trennt, hat deutlichen SW—NO-Verlauf und zeigt darin eine auffallende Übereinstimmung mit ihrem nordwestlichen Gegenstück (dem SW-Ende des Sollenauer Randbruches zwischen Wöllersdorf-Fischau und Winzendorf). Der Bruch von Lanzendorf—Diepolz, wie die tektonische

SO-Begrenzung des Neunkirchner Senkungsbereiches genannt werden soll, verläuft übrigens so, daß an seiner (hohen, nicht abgesenkten) SO-Seite Schwarzau gelegen ist, das durch seinen auffallend hohen Schwerewert (+21) gegenüber Neunkirchen (—1) und Wr. Neustadt (—28) gekennzeichnet ist und den tektonischen Charakter auch dieses Randstreifens unterstreicht.

B. Das geologische Gesamtbild

(siehe Textabb. 3)

Wenn wir mit Absicht die Diskussion der geologischen Daten jener des Wasserhaushaltes vorangestellt haben, geschah dies aus doppeltem Grunde; einmal, weil sich sämtliche Wässer in dem durch die Geologie hedigten Rahmen der Erdkruste bewegen und weiter, weil unsere geologische Kenntnis der inneren Teile des südlichen Wiener Beckens einigermaßen überholungsbedürftig war. Wenn aus diesem letzten Gesichtspunkt eine größere Anzahl von Details zu besprechen war, so soll im folgenden — auch für den Praktiker — eine Übersicht des geologischen Gesamtbildes gegeben werden, um Details zu großen Zügen einigermaßen zusammenzufassen.

Beckenränder und Untergrund der Beckenmitte bilden Sedimente des Miozäns und Pliozäns; die letzteren bis zum Ober-Pannon überwiegend als tonige Absätze entwickelt und den tieferen Teil der Beckenachse ausfüllend. Daz (oberstes Pliozän) kommt nur im Raum Ternitz Wr. Neustadt vor als flacher Kegel ausgedehnter Konglomeratmassen. Im gleichen Zeitraum fand im nördlichen Beckenteil keine oder kaum merkbare Sedimentation statt. Der Beginn des Pleistozän ist im Raume zwischen Laaerberg und Neustädter Pforte durch Schotterfluren und -teppiche gekennzeichnet; überwiegend Quarzschottermaterial wird aus dem Bereich der Böhmisches Masse herangebracht; Strähne und Rinnen von Kalkschotter-Komponenten, manchmal auch von Wechselgesteinen, greifen von SW her in die Quarzschotterstreuung ein. Bei schrittweiser Tieferlegung der Donau, des „Hauptvorfluters“ der Erosion in unserem Gebiet, bleiben Niveauränder zurück, die gebietsweise als Terrassenlandschaften erhalten geblieben sind. Soweit die höheren Teile nicht mehr überronnen sind, werden auf die höheren und später schrittweise immer tieferen Stufen zuerst ältere und darüber immer jüngere Löße angeweht.

Es wäre dies eine in idealer Vollständigkeit aneinanderschließende Abfolge der Beckenfüllung, wenn nicht bedeutende tektonische Bruchbewegungen die Lagerungsverhältnisse komplizieren würden. Der Eichkogelbruch, Badener Bruch, Leopoldsdorfer Bruch sind neben anderen solche, bei denen an NNW—SSO verlaufenden Sprüngen jeweils nord-östliche Beckenteile tiefer einsinken. Es handelt sich bei diesen (rhodanischen) Elementen um eine Endausgestaltung des ursprünglichen Wiener Beckens, dessen tiefste Teile sich von der Donau zur mährischen Grenze erstrecken. In dieses ausgestaltete, nach SW also einigermaßen stumpf abgeschlossene Becken, stößt von SW her in Fortsetzung der Mürztalfurche erst der Kessel des Neunkirchner Senkungsbereiches vor und hieran, als schmaler Senkungstreifen anschließend, die etwas jüngere Mitterndorfer Senke (pasadenisch). Es drängt sich demnach in das im Schlüssel-

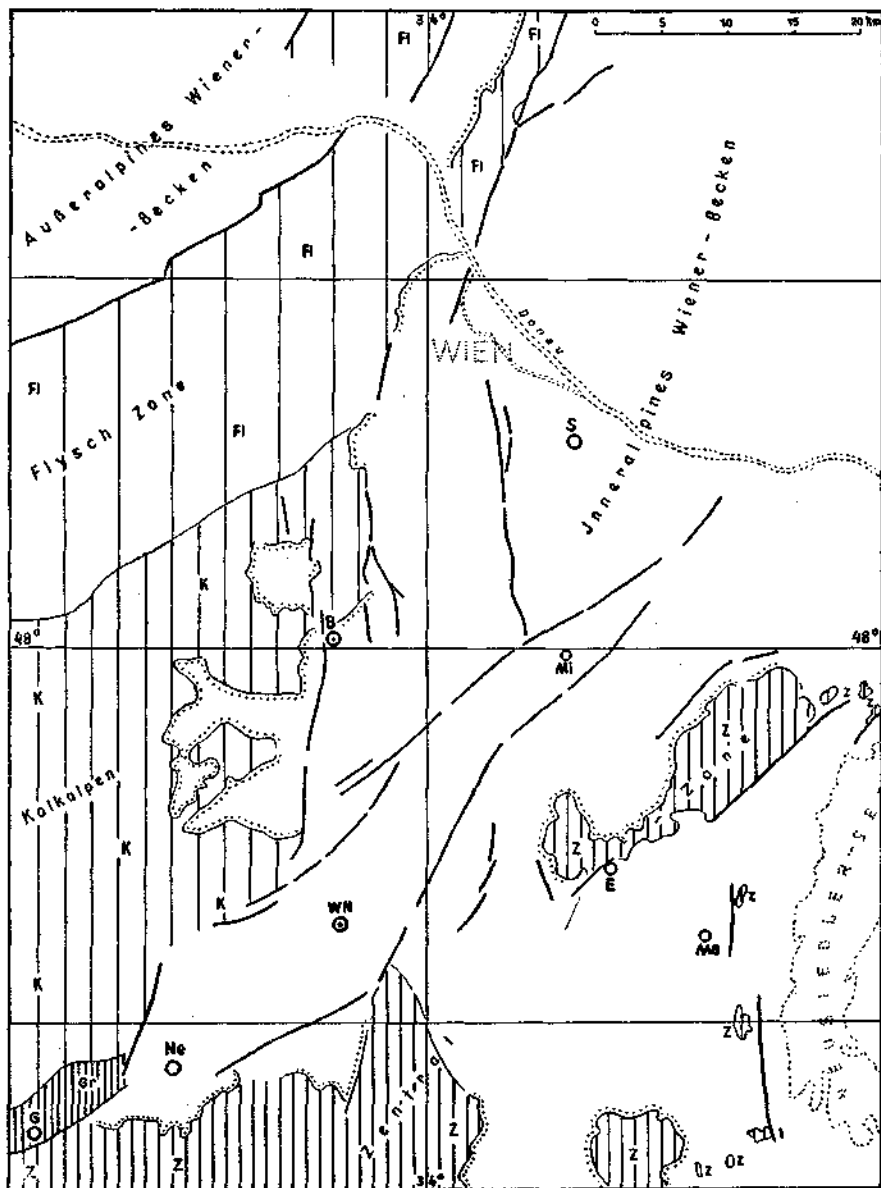


Abb. 3. Tektonische Skizze des südlichen Wiener Beckens

Orte: B = Baden, E = Eisenstadt, G = Gloggnitz, Ma = St. Margarethen, Mi = Mitterndorf, Ne = Neunkirchen, S = Schwechat, WN = Wiener Neustadt.

Signaturen: Fl = Flyschzone, K = Kalkalpen, Gr = Grauwackenzone, Z = Zentralzone; Tertiär und Quartär ohne Signatur.

Junge Senkungsgebiete: Neunkirchner Senkungsbereich erstreckt sich von Neunkirchen bis Wiener Neustadt, Anlage post Pannon — praе Daz. Mitterndorfer Senke erstreckt sich von Wiener Neustadt bis über Mitterndorf nach NO, Anlage intra Pleistozän.

bau schon fertig vorliegende Wiener Becken in Fortsetzung der Mürztal-linie ein tektonisch anders ausgerichtetes Element, das bis in das Pleistozän sich als dauernder Einbruchstreifen merkbar macht. Das südliche Wiener Becken wird daher in seiner tektonischen Entwicklungsgeschichte an der Wende von Plio- zu Pleistozän gleichsam von SW her tektonisch angezapft. Dies bewirkt, daß junge Schotter-sedimente einerseits vertikal tiefer versetzt werden, andererseits, da die Bewegungen während der Schotterzufuhr anhalten, daß die genannte Mitterndorfer Senke grobkörniges Material anzieht. Da nun diese junge Senke deshalb das Maximum jener Gesteine enthält, die als Wasserträger angesprochen werden können und obendrein durch Brüche gegen undurchlässige Tone seitlich begrenzt ist, so ist das genannte jüngste tektonische Element nicht nur jenes, das dem Beckenteil in seiner heutigen morphologischen Ausgestaltung den Stempel aufdrückt, sondern auch das wichtigste Gebiet für die Erschließung größerer Wassermengen.

Die Morphologie bestätigt in großen Zügen das tektonische Bild, denn innerhalb der Brüche, die die Mitterndorfer Senke und den Neunkirchner Senkungsbereich umschließen, fehlen Anzeichen pliozäner Formen.

Wie das Bild der Schwereverhältnisse mit dem entworfenen neueren Bild der Tektonik übereinstimmt, wird erst zu sagen sein, bis die absoluten Schwere-messungen auf ihre Vergleichbarkeit überprüft sind. An verschiedenen Punkten besteht auffallende Übereinstimmung, z. B. die Minus-werte am O-Abfall des Leopoldsdorfer Bruches und im Neunkirchner Senkungsbereich; auch daß die alte „Thermenlinie“ nicht im Schwerebild zum Ausdruck kommt (Lit. 16), ist nach unserer Auffassung wohl verständlich, da diese Linie in der alten Fassung nicht besteht oder zumindest in andere Elemente aufzulösen ist.

Daß schließlich im seismischen Bild gerade die Zone der häufigsten Lokalbeben (Lit. 28 a) zusammenfällt mit dem jüngsten tektonischen Senkungstreifen Neunkirchen—Neustadt—Mitterndorf, halten wir für einen Hinweis auf die Wahrscheinlichkeit von Teilen des entworfenen tektonischen Konzeptes.

Zweiter Teil: Die Wässer

1. Entwässerungssystem und Wassertypen der Gerinne

Für die Beurteilung des Grundwasserhaushaltes ist es wesentlich, sich ein klares Bild über die Art des Entwässerungssystems zu machen. Es ist deutlich, daß in einem dicht besiedelten Gebiet, das obendrein mehrmals im Laufe der mittelalterlichen Geschichte radikal entsiedelt und wieder besiedelt wurde, die Wasserläufe von Menschenhand vielfach beeinflußt sind. Hievon soll jetzt abgesehen werden, denn auch nach der Art ihrer natürlichen Entstehung haben wir es mit verschiedenartigen Wasserläufen zu tun. Es darf als Verdienst Hassingers angesehen werden, als erster von Grundwasserflüssen zu sprechen (Lit. 39), also von offenen Gerinnen, die als Ablauf von Grundwasserquellen anzusehen sind.

Nach dem heutigen Stand unserer Kenntnis möchten wir unterscheiden:

- a) Niederschlagsgerinne,
- b) Grundwassergerinne,
- c) Thermengerinne.

Es ist klar, daß dies keine absolut strengen Scheidungen sein können. Nachdem es sich aber als möglich erwiesen hat, durch systematische Temperaturbeobachtungen Gewässertypen zu unterscheiden (Lit. 43 a), so läßt sich doch eine Aussage machen, zu welcher Gewässertypen der Hauptsache nach die einzelnen Flüsse gehören.

Als Niederschlagsgerinne sind aufzufassen Schwechat, Triesting und Piesting. Im Schwechatwasser sind ah Baden die Wässer der Badener Therme enthalten. In die Triesting tritt bei Oberwaltersdorf eine deutliche Grundwasserquelle ein. Die Piesting erhält bis zu ihrem Zusammenfluß mit der Fischa bei Marienthal ihren Charakter als kaltes Gehirgswasser.

Als Grundwassergerinne ist zu betrachten der Kalte Gang und die Fischa, die beide als Grundwasserquellen entspringen. Die Fischa enthält ab Marienthal ein Gemenge von Niederschlags- und Grundwasser, nach Messungen etwa im Verhältnis 1:5.

Als überwiegendes Thermengerinne (siehe Abb. 4) ist die Warme Fischa aufzufassen; sie entspringt in der Therme Fischau und erhält auf

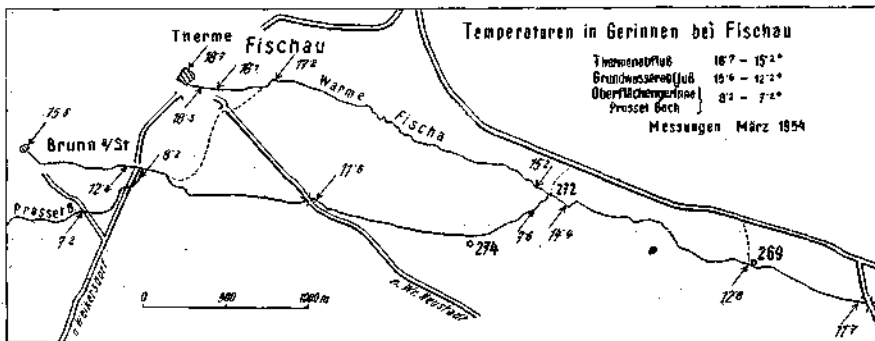


Abb. 4

ihrem Weg nach Wr. Neustadt als Zutritt den Grundwasseraustritt von Brunn a. Schn. sowie den Prosethach, hiebt aber warm bis Wr. Neustadt; dort treten Grundwässer in der Zehnvorstadt zu, so daß bis zur Vereinigung mit der Leitha bei Wampersdorf die Warme Fischa ihren relativ höher temperierten Charakter beibehält.

Die Leitha endlich ist ein komplexer Typus; ihr Oberlauf, die Schwarzau, versiegt zum erstenmal teilweise heim Dunkelsteiner Wehr, zum zweiten Mal oft vollständig heim Peischinger Wehr; nach einem Trockenbett von etwa 7 km Länge tritt bei Schwarzau wieder Wasser im Geröllbett auf, versiegt aber nach der Pittenmündung meist wieder. Erst etwa 15 km weiter nördlich, etwa von Zillingdorf an, beginnt wieder regelmäßige Wasserführung. Bei Hochwasser sind die genannten Trockenstrecken oberirdisch durchflossen; bei normaler Wasserführung dürfte die Leitha ah Zillingdorf nordwärts bedeutende Grundwasseranteile enthalten. Dazu kommt, daß sie noch den Zufluß der Warmen Fischa (siehe oben) und den der Therme D. Prodersdorf von SO her erhält und deshalb im ganzen als komplexes Gerinne aufzufassen ist.

Zwei Gerinne sind noch zu erwähnen, deren heutiger Wasserhaushalt zumindest zum Teil künstlich beeinflusst ist:

einerseits der Kehrbach, der vom Peischinger Wehr über den Neunkirchner Schotterkegel Schwarzawasser nach Wr. Neustadt leitet und heute den Großteil dieses Wassers in den Neustädter Kanal einspeist,

andererseits der Reisenbach, der im wesentlichen von einer künstlichen Abzweigung der Fischa bei Pottendorf gespeist wird („Beim Eimer“ 1:25.000). Allerdings fügt sich der weitere Verlauf des Gerinnes über Reisenberg derart harmonisch ins Landschaftsbild ein, daß hier vermutlich ein bestehendes Grundwassergerinne künstlich reaktiviert sein dürfte.

2. Quellentypen und Hinweis auf den Chemismus der Wässer

Wie die Charakterisierung der Flußläufe, so ist auch die der Grundwasserquellen für die genauere Erfassung des Grundwasserhaushaltes erforderlich.

Im Tertiär-Quartär-Bereich des südlichen Wiener Beckens sind folgende größere Grundwasserquellen bekannt:

Oberwaltersdorf, Polsterer Mühle, Jesuitenbachquelle, P. Helfersquelle, Heidgrabenquelle, Quellenreihe Fischa-Dagnitz-Haschendorf, Kalte Gang-Quelle, Heilsamer Brunnen, roman. Quelle Urschendorf, Brunn an der Schneebergbahn (die letztgenannte wurde bisher meist als Therme klassifiziert, aber nach unseren Beobachtungen ist weder in der Temperatur [Lit. 43 a] noch im Chemismus ein Grund hierfür gegeben).

Im Randbereich der Kalkalpen sind folgende Karstquellen zu vermerken:

St. Johann bei Pottenstein, Leuchtbrunnen Würflach, Stixensteiner Quelle.

An Thermen umschließt unser Gebiet: Baden, Vöslau, Fischau, D. Prodersdorf (der nördliche Teil zwischen Baden und Nußdorf nicht mitgerechnet).

In einer früheren Arbeit (Lit. 43 b) wurde eine größere Anzahl alter Wasseranalysen einer zusammenfassenden Bearbeitung unterzogen; wegen der Ungleichwertigkeit des Ausgangsmaterials ergaben sich keine überzeugenden Resultate. Es wurden daher im Jahre 1953 von der Geologischen Bundesanstalt im südlichen Wiener Becken 127 Wasserproben verschiedenster Typen gesammelt und analysiert. Die Resultate dieser Bearbeitung sind im folgenden Abschnitt niedergelegt und dort ist auch die geologische Bedeutung derselben im Detail diskutiert.

3. Die Zusammensetzung der Wässer des südlichen Wiener Beckens

(Chemische Grundlagen: W. Prodingler, Hydrogeologie: H. Küpper)

Lage der Entnahmepunkte: Tafel XVI

3 a) Allgemeines

Zur Untersuchung gelangten insgesamt 127 Proben von Flußwässern, Quellen und Grundwasserbrunnen.

Die chemische Analyse beschränkte sich auf die Bestimmung folgender Daten: Trockenrückstand, Härte (Ca, Mg), Chlorid, Sulfat und die Alkalität. Die Bestimmung des Trockenrückstandes wurde aus Gründen der allgemeinen Charakterisierung vorgenommen, obwohl er keine analytisch definierte

Größe ist. Wesentlich für die Beurteilung eines Wassers ist jedoch sein Gehalt an Härtebildnern, der durch die Gesamthärte eindeutig definiert ist.

Durch die Arbeiten von Schwarzenbach besitzen wir heute die Möglichkeit, den Ca- und den Mg-Gehalt von Wässern schnell und exakt durch Titration mit Komplexon III (Di-Natriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure) unter Anwendung der metallspezifischen Indikatoren Eriochromschwarz T bez. Murexid zu bestimmen. Aus den so erhaltenen Härtegraden wurde durch einfache Umrechnung der Gehalt an CaO bzw. MgO in 1000 ml Wasser erhalten. Die Bestimmung des Cl⁻-Gehaltes erfolgte durch Titration nach Mohr, der SO₄^{''}-Gehalt wurde durch Fällung mit Bariumchloridlösung und gravimetrische Bestimmung als BaSO₄ ermittelt.

Anf die Bestimmung der Alkalien, der Kieselsäure, Phosphorsäure und Kohlensäure konnte in diesem Zusammenhang verzichtet werden, da aus diesen Zahlen keine für die Klassifizierung maßgebenden Daten zu erwarten waren.

Im nachfolgenden wurden die Analysenergebnisse nach wiederholter Durchbesprechung zwischen Chemiker und Geologen zu Gruppen zusammengefaßt, wobei getrachtet wurde, daß diese gleichzeitig nach chemischen, hydrologischen und geologischen Gesichtspunkten vertretbar erscheinen. Es hat dies wohl zur Folge, daß die Fassung der größeren Gruppen vom Standpunkt einer der genaunten Teildisziplinen etwas unscharf gefaßt erscheinen mögen; wir glauben, hiedurch jedoch eher den natürlichen Verhältnissen gerecht werden zu können.

3b) Die Gruppen

(Zahlenwerte siehe Tabellen S. 189 ff., für die geographische Lage und Umgrenzung der Gruppengebiete siehe Tafel XVI)

1. Flußwässer

Aus den angeführten Daten ersieht man, daß die Flußwässer verschieden zusammengesetzt sind.

Die Pitten führt, wie zu erwarten, weiches Wasser.

Schwarza und Leitha härteres, wobei die Wässer der Leitha im Unterlauf durch den Zutritt der Pitten weicher zu sein scheinen als die der Schwarza.

Die zwei Punkte der Piesting zeigen härteres Wasser als die der Leitha; und die der Triesting wiederum noch härteres als die der Piesting.

Die Fische als Grundwassergerinne ist mit Absicht nicht in diese Gruppe eingereiht.

Bemerkenswert ist das Ansteigen der Härte in der Richtung von S nach N.

2. Unregelmäßige Wässer im südwestlichen Randgebiet.

In dieser Gruppe sind vereinigt Quellen mit größerer Schüttung (a) sowie Proben von Grundwässern und kleinen Quellen (b).

a) Die Quellen größerer Schüttung am SW-Rand.

Diese bieten keine Besonderheiten, mit Ausnahme des auffallend niedrigen SO₄^{''}-Gehaltes der Quelle in Urschendorf (Sign. 109).

Wir weisen darauf hin, daß zwischen Brunn (92) und Fischau (93) chemische Unterschiede bestehen. Auch nach der Wassertemperatur sind beide Punkte verschieden (Lit. 43 a), so daß unseres Erachtens kein Grund besteht, von den „Thermen Brunn und Fischau“ zu sprechen, wie sich dies eingehürgert hat. Brunn an der Schneebergbahn ist ein der Karstquelle von Würflach und der Quelle von Urschendorf verwandtes Vorkommen, das deshalb wohl am ehesten auch als Karstquelle angesehen werden kann. Fischau dagegen weicht in der chemischen Zusammensetzung von diesen deutlich ab und dürfte daher neben Karst- auch Grundwasserkomponenten enthalten und kann wegen seiner Temperatur als Therme angesprochen heißen.

b) Grundwässer und kleinere Quellen

Diese lassen in allen Bestimmungsstücken erhebliche Unterschiede erkennen. Besonders auffällig sind die nur etwa 200—250 m voneinander entfernt liegenden zwei Hausbrunnen in St. Egyden am Steinfeld (Sig. 36 und 37), die nicht nur deutlich untereinander abweichende Zusammensetzung aufweisen, sondern auch sonst in keiner Weise mit den anderen Wässern dieses Gebietes zu vergleichen sind.

c) Wässer vom Typus Wasserwerk (Wöllersdorf)

Da die untersuchten Wässer sich als im wesentlichen analog zusammengesetzt erwiesen, wurden sie unter dem oben bezeichneten Typus zusammengefaßt; sie schließen nach NO an die genannten Wassertypen an und wurden nach dem Wasserwerk Wöllersdorf benannt. Hiezu kamen noch sehr ähnliche Typen südlich von Wöllersdorf bis Breitenau Nr. 68, die sich sowohl chemisch als auch hydrogeologisch in gleicher Weise in das Gesamtbild einfügen. Es besteht der Eindruck, daß diese Gruppe 2 c sich im generellen Stromstrich des Grundwassers beckenwärts an die Gruppen 2 a und 2 b anschließt und möglicherweise als die schon eher stabilisierten Abkömmlinge der letzteren aufzufassen sind.

3. a) Die Wässer der südlichen zentralen Rinne.

Diese Wässer sind chemisch im wesentlichen als gleich zusammengesetzt anzusprechen. Hydrogeologisch stellt diese Gruppe einen im Beckenverlauf auffallend längsorientierten, einheitlichen Körper dar; da er bis Ternitz ins Schwarzatal hereinreicht, wird diese Type wohl als eine der Hauptgrundwasserkomponenten betrachtet werden können, die vom SW ins Wiener Becken eintreten.

b) Zwei Vorkommen von härteren Wässern liegen im Neunkirchner Gebiet (119, 120), die mit denen der zentralen Rinne und denen der südöstlichen Ränder nicht übereinstimmen. Sie zeigen Anklänge an die später zu besprechende Fische-Dagnitz-Type.

c) Weichere Randwässer im SO

Diese Gruppe ist durch ihre einheitliche Zusammensetzung und gleichmäßig geringere Härte als zugehörig zum Randsockel des Neunkirchner Senkungsbereiches zu bezeichnen, der seine Wässer aus dem Kristallin und Tertiär des Rosaliengebirges bezieht. Nach N strecken sich diese Wässer aus bis Neudörf.

Die Wasserproben in der weiteren Umgebung der Alta-Quelle sowohl im Pittental wie auch in dem durch einen Hügelrücken davon getrennten Teil des Neunkirchner Senkungsbereiches (90, 66, 65, 18, 67) sind auffallend gleichartig; hierin sehen wir eine Bestätigung der zuerst durch E. Sueß ausgesprochenen Meinung, daß die Alta-Quelle mit den Wässern des Neunkirchner Beckens zusammenhänge.

Es fällt auf, daß das Wasser der Leitha stromab bis Seibersdorf auch dieser Wassertype zuzugehören scheint.

4. Wässer vom Fische-Dagnitz-Typ.

Die hier zusammengefaßten Wässer entsprechen (mit zwei lokalen Ausnahmen, Sign. 16 und 106) in ihrer Zusammensetzung weitgehend dem Wasser der Fische-Dagnitz-Quelle (Sign. 101). Bezüglich der Fische-Dagnitz-Quelle ist es nützlich, darauf hinzuweisen, daß sich die Zusammensetzung in der Zeit vom 20. 5. bis 11. 11. 1953 als konstant erwiesen hat.¹⁾

Die deutlich höhere Härte des Reisenhaaches bei Enzersdorf an der Fische (Sign. 86) dürfte auf einen unkontrollierbaren Vorgang zurückzuführen sein, da die Zusammensetzung der bei Unterwaltersdorf aus dem Reisenbach gezogenen Probe wieder weitgehend dem Fische-Dagnitz-Typ entspricht.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß eine am 20. 6. an derselben Stelle (Sign. 86) entnommene Probe eine wesentlich höhere Härte (23·0° dH) aufwies als am 11. 11.

Die auf relativ geringem Abstand voneinander gelegenen Proben in Ebenfurt (17 a—e) ergaben Gelegenheit, die Konstanz der Wassertype in ihrer horizontalen Ausbreitung auf engerem Raum zu überprüfen und zu bestätigen.

Die Probe 105 (Kalter Gang) läßt sich schwer von den Proben 106 und 107 ableiten, obwohl dies nach den Abflußverhältnissen zu erwarten gewesen wäre. Gründe können hierfür nicht angegeben werden, doch weisen wir auf Unregelmäßigkeiten bei der Probe 86 (siehe oben).

Hydrogeologisch ist der Fische-Dagnitz-Typ als der Kerntyp des südlichen Wiener Beckens zu betrachten, insofern als er in relativ einheitlicher Zusammensetzung weite Gebiete des zentralen Beckens einnimmt. Er ist fast gleichartig in Grundwasserquellen, Gerinnen und kleineren Grundwasserbrunnen festgestellt. Seine Verbreitung fällt zusammen mit der Mitterndorfer Senke und greift nur an deren NW-Rand etwas über diese hinaus.

5. Hochkonzentrierte Randwässer

Die hier zusammengefaßten Randwässer lassen überhaupt keine gemeinsamen Merkmale erkennen und lassen sich in keine der bisher besprochenen Typen einordnen.

Da diese Wässer hydrogeologisch zu den Wässern des Fische-Dagnitz-Typus im NW, N und NO randlich gelagert sind, u. zw. meist in höheren

¹⁾ Nach freundlicher Privatmitteilung von Herrn Dr. B. Nietsch wurden bei einer Untersuchung im Jahre 1949 im chemischen Laboratorium der Hygienisch-bakteriologischen Untersuchungsanstalt der Stadt Wien ganz analoge Werte gefunden, so daß man sagen darf, daß die Zusammensetzung der Fische-Dagnitz-Quelle innerhalb von 4 Jahren sich nicht verändert hat.

Teilen auftreten, können sie als Wässer in einem wenig durchfluteten Wasserträger aufgefaßt werden. Es scheint dies mit dem geologischen Befund insofern übereinzustimmen, als der Wasserträger hier meist wenig mächtig und zum Teil sogar nicht als geschlossene Decke auftritt und in seinen höheren Teilen, vor allem des N- und NO-Sektors, nur von den hier sehr geringen Niederschlägen gespeist wird. Beispiele hierfür sind die unter 5 c zusammengefaßten Wässer.

3c) Übersicht

Wenn man die Resultate der chemischen Wasseruntersuchungen im südlichen Wiener Becken in ihrer Beziehung zur Hydrogeologie zu überblicken trachtet, so ist zu sagen, daß von vornherein nicht mit Sicherheit zu erwarten war, daß die Analysenresultate, auf die Karte übertragen, irgendwie eine Relation zu einem geologischen Kartenbild ergeben würden.

Führt man nun doch die angedeutete Analysenübertragung in Form der zusammengefaßten Gruppen durch, so ergibt sich vor allem die wichtige Unterscheidung in die zentralen und randlichen Gruppen (Tafel XVI).

Die zentralen Gruppen (2 c, 3 a, 4) lassen wohl untereinander dank der Empfindlichkeit der chemischen Analyse eine Unterscheidung zu, gemeinsam haben sie jedoch: die relative Konstanz ihrer Härtewerte innerhalb der Gruppen, die relativen Unterschiede dieser Härtewerte zwischen den Gruppen und die hervortretende SW—NO-Erstreckung, entsprechend der Länge der Beckenachse.

Die randlichen Gruppen (2 a, 2 b, 3 b, 3 c, 5 a—c) zeigen in ihrem Chemismus eine deutliche Bindung an den Gesteinscharakter ihres Herkunftsgebietes; also i. a. höhere Härtewerte im SW und NW wegen Kalknähe und dasselbe im N und NO wohl durch Lößbeeinflussung; andererseits niedrigere Härtewerte im SO wohl als Folge der Kristallinerhkunft.

Es ist sehr wesentlich, daß die Grenzen dieser chemischen Gruppen im N-Teil des Beckens nicht nur dort liegen, wo dies nach der Morphologie vorauszusagen wäre, sondern auch dort, wo die durch Bohrungen belegte Untergrundgeologie der Beckenfüllung (Sollenau—Moosbrunner Linie, Goldberg—Wimpassinger Linie) sich nicht in der Morphologie äußert.

Wenn man sich vorstellt, daß die jungen geologischen Senkungsbereiche in ihrer Füllung mit Wasserträgern vom Grundwasser von SW nach NO durchströmt werden, so ergibt sich daraus von selbst die Einheitlichkeit im Chemismus der zentralen Gruppen gegenüber der Uneinheitlichkeit und der größeren Gehundenheit der Randgruppen an den Gesteinscharakter; mit anderen Worten wird wohl der chemische Charakter des Grundwassers als Beziehung zur Durchflutung aufzufassen sein. Indirekt ist damit aber auch schon die nahe und begründete Beziehung zum hydrogeologischen Rahmen gegeben. Zieht man weiter in Betracht, daß die konstante Zusammensetzung der als Grundwasserabfluß zu deutenden Fische sich bis nach Fischamend bemerkbar macht, also durch das Gebiet der anders zusammengesetzten Wässer der Randzone hindurch, ohne von dieser beeinflusst zu sein, so meinen wir, im heutigen Bild des Chemismus der Grundwässer des südlichen Wiener Beckens in großzügiger Weise die in der Geologie des Beckens begründeten Strömungsbedingungen des Hauptgrundwasserkörpers abgebildet zu sehen.

Ort und Signatur	T. R. mg/1000	Härtegrad d. H.			CaO mg/1000	MgO mg/1000	Cl' mg/1000	SO ₄ '' mg/1000	Alkalität ml 0·1 n HCl/100	
		Ges.	Ca	Mg						
1. Flußwässer (Niederschlagsgerinne)										
Pitten bei Brunn	89	124	4·6	3·2	1·4	32	10·05	12·06	14·85	1·31
Schwarza bei Peisching	88	276	13·0	9·7	3·3	97	23·7	8·86	55·97	3·46
Leitha bei Wimpassing Brücke	84	326	12·7	9·8	2·9	98	20·7	9·93	77·78	3·72
Leitha bei Seibersdorf	85	288	12·7	9·3	3·4	93	24·4	9·93	59·67	3·84
Piesting bei Sollenau	98	274	14·6	9·0	5·6	90	40·26	8·51	27·16	4·62
Piesting bei Ebreichsdorf Süd	99	273	14·2	8·3	5·9	83	42·4	8·16	24·28	4·52
Triesting, Brücke Hirtenberg- Enzesfeld	112	357	17·7	8·8	8·9	86	63·99	10·67	39·51	5·42
Triesting bei Schönau	113	347	19·3	10·6	8·7	100	62·5	11·0	39·51	5·62
Triesting, Pegelstelle Ober- Walteradorf	100	354	17·8	10·2	7·6	102	54·6	11·0	63·79	5·52
Triesting, Münchendorf Brücke	114	n. b.	18·8	10·2	8·6	102	61·8	11·74	n. b.	5·52
2. Unregelmäßige Wässer im südöstlichen Randgebiet										
a) Quellen größerer Schüttung										
Würlach, Leuchtbrunnen	91	415	18·4	15·2	3·2	152	23·0	7·45	85·6	5·36
Urschendorf, Quelle	109	399	17·1	13·6	3·5	136	25·18	15·65	20·34	4·47
Brunn/Schneebergbahn Quelle (Therm)	92	412	18·6	12·8	5·8	128	41·65	18·79	88·89	4·82
Bad Fischau, Therme	93	341	15·8	10·6	5·2	106	37·4	21·63	41·98	4·90
b) Grundwässer und kleinere Quellen										
Bad Fischau, Tischlerei	35	583	20·8	16·8	4·0	108	28·76	24·62	71·01	7·02
Brunn/Schneebergbahn Nr. 9	38	230	12·8	10·2	2·6	102	18·7	7·09	37·45	3·52
Saubersdorf	44	340	18·8	8·6	10·2	86	73·3	7·45	18·52	5·82
Weikersdorf	46	389	18·8	11·2	7·6	112	54·6	8·16	43·62	5·62

Ort und Signatur	T. R. mg/1000	Härtegrad d. H.			CaO mg/1000	MgO mg/1000	Cl mg/1000	SO ₄ '' mg/1000	Alkalität ml 0·1n HCl/100	
		Ges.	Ca	Mg						
St. Egyden Nr. 10	37	1308	34·2	25·6	8·6	250	61·8	116·3	107·1	7·18
St. Egyden Nr. 11	36	2470	46·0	30·4	15·6	304	112·16	368·0	433·0	13·0
Mollram	73	369	15·8	12·6	3·2	126	23·0	11·7	21·4	5·57
Flatz, Brunnen	96	386	14·6	13·9	0·7	139	5·03	12·06	24·28	5·27
Döpling, Feuerwehrbrunnen	97	322	14·0	12·0	2·0	120	14·38	6·74	14·82	5·42
c) Typus Wasserwerk Wöllersdorf										
Wöllersdorf, Brunnen 150	121	318	15·8	8·4	7·4	84	53·2	11·0	40·33	4·12
Wöllersdorf, Brunnen 526	122	289	15·8	8·6	7·2	86	51·7	11·7	21·81	4·83
Wöllersdorf, Brunnen 560	123	343	16·2	9·8	6·4	98	46·0	17·73	46·91	4·83
Theresienfeld 30	48	326	15·3	10·6	4·7	106	33·8	9·22	48·56	4·62
Wiener Neustadt, Heizhaus	70	334	16·0	11·2	4·8	112	34·5	7·80	62·14	4·18
Breitenau, Straßenw. Haus	68	332	16·0	11·5	4·0	115	32·35	9·93	60·08	4·18
3. a) Südliche zentrale Rinne										
Ternitz-Rohrbach	71	274	13·2	10·7	2·5	107	17·98	5·67	35·02	4·21
Neunkirchen, „Peisching 1“	116	309	13·8	9·8	4·0	98	28·76	9·22	54·32	3·02
Nennkirchen, Blätterstraße 15	115	301	13·8	9·8	4·0	98	28·70	9·57	50·62	3·87
Neunkirchen, zwischen 2er und 3er Gasse	118	311	14·5	10·7	3·8	107	27·3	9·93	53·91	3·91
Neunkirchen, Blätterstraße, Vierergasse	117	302	13·8	10·3	3·5	103	25·18	8·86	50·21	4·02
Nennkirchen, Ultramarinfabrik	64	337	14·1	10·8	3·3	108	23·7	9·22	52·27	4·32
Peisching, „Lechner H.“	72	300	13·8	9·0	4·8	90	34·55	7·45	47·74	3·77
St. Egyden, Sägewerk	74	289	13·2	9·4	3·8	94	27·3	8·86	50·62	4·02
St. Egyden, Wirtsh. gegen Bahnhof	75	323	14·9	9·6	5·3	96	38·1	9·93	51·04	4·03
Jägerhans bei Waldschule	62	288	14·0	9·2	4·8	92	34·55	7·45	47·74	3·81
Waldschule	77	288	13·7	9·6	4·1	96	29·5	7·09	48·97	4·02
Dilmshof	76	289	13·2	9·4	3·8	94	27·3	11·35	47·33	3·81
Wiener Neustadt, Brunnenfeld	69	300	13·0	9·4	3·6	94	25·85	19·86	43·05	3·70

Ort und Signatur	T. R. mg/1000	Härtegrad d. H.			CaO mg/1000	MgO mg/1000	Cl' mg/1000	SO ₄ ' mg/1000	Alkalität ml 0·1n HCl/100	
		Ges.	Ca	Mg						
3. b) Abweichende Typen im SO										
Neunkirchen, Rohrbacherstraße 16 .. 119	322	15·5	11·0	4·5	110	32·3	10·67	70·78	4·12	
Neunkirchen, Tiefbrunnen Raab 120	338	15·5	11·0	4·5	110	32·3	9·22	54·32	4·37	
3. c) Weiche Randwässer im SO										
Neunkirchen, Umspannwerk	63	286	12·8	10·8	2·0	108	14·38	8·86	45·68	3·92
Breitenau-Linsern	67	263	12·2	9·1	3·1	91	22·3	6·38	45·27	3·76
Schwarzau	66	209	13·5	9·1	4·4	91	31·65	0·74	43·21	3·64
Alta-Quelle	90	255	12·0	8·5	3·5	85	25·18	7·09	38·69	3·51
Brunn/Pitten Nr. 55, Grundwasser- brunnen	104	261	13·6	9·4	4·2	94	30·2	7·45	39·22	3·76
Erlach Nr. 32	18	249	12·0	8·4	3·6	84	25·9	7·09	39·51	3·51
Lauzenkirchen	65	258	12·5	8·9	3·6	89	25·9	10·67	35·39	3·71
Neudörfel	24	231	10·9	8·0	2·9	80	20·85	7·09	30·86	3·62
4. Fischa-Dagnitz-Typus										
a) Grundwasserquellen										
Fischa-Dagnitz Quelle	101	326	15·5	10·8	4·7	108	33·8	10·28	55·56	4·30
Oberwaltersdorf, Quelle	95	334	15·2	10·8	4·4	108	31·65	12·06	37·05	4·92
Seibersdorf, Paul Helfers Quelle	108	367	16·0	11·6	4·4	116	31·65	13·47	65·84	3·96
Heidgraben Quelle, W Seibersdorf ..	110	416	15·3	12·4	2·9	124	20·8	12·06	59·67	4·72
Kirchgraben westl. Ast	106	423	16·8	10·5	6·3	105	45·2	10·67	86·42	4·72
Kirchgraben östlich. Ast	107	300	14·8	9·3	5·5	93	39·5	8·86	32·92	4·62
Moosbrunn, Pumpwerk	12	326	15·6	11·1	4·5	111	32·6	12·05	60·08	4·56
b) Grundwassergerinne										
Fischa bei Siegersdorf, Kirche	78	323	14·6	10·0	4·6	100	33·05	9·93	53·1	4·32
Fischa bei Gummifabrik Mack	79	327	15·3	11·6	3·7	116	26·6	8·86	53·9	4·27

Ort und Signatur	T. R. mg/1000	Härtegrad d. H.			CaO mg/1000	MgO mg/1000	Cl' mg/1000	SO ₄ '' mg/1000	Alkalität ml 0.1 n HCl/100
		Ges.	Ca	Mg					
Fischa bei Weigelsdorf, Spinnerei... 81	353	16.4	10.1	6.3	101	45.4	8.51	55.50	4.27
Fischa S Marienthal 82	315	14.2	9.8	4.4	98	31.64	8.86	49.38	4.17
Fischa, Pegel N Enzersdorf 83	322	14.7	9.9	4.8	99	34.5	9.22	47.34	3.72
Fischa bei Fischamend Brücke 111	n. b.	14.6	9.2	5.4	92	38.8	8.86	n. b.	4.37
Kalter Gang, W Ebreichsdorf 105	381	18.0	10.0	8.0	100	57.52	9.93	59.7	4.62
Reisenbach bei Unter-Waltersdorf ... 87	341	14.6	10.2	4.4	102	31.64	8.80	56.79	4.30
Reisenbach bei Enzersdorf 86	370	17.3	10.4	6.9	104	49.6	12.00	69.50	4.72
Fürbach bei Ebergassing 80	348	15.8	10.4	5.4	104	38.8	9.22	71.61	3.92
e) Grundwasserbrunnen									
Wr. Nenstadt, Spinnereifabrik Walek 53	363	13.7	9.7	4.0	97	28.76	29.07	44.86	4.37
Steinabrückl 04, Wohn- u. Siedlungs- Genossenschaft 47	290	15.2	12.0	3.2	120	23.0	5.67	25.93	4.82
Steinabrückl, Schule 46	355	16.6	11.0	5.6	110	40.2	14.89	40.33	4.82
Steinabrückl Nr. 89, „Lohrmann“ .. 51	352	16.3	9.4	6.9	94	49.6	11.70	43.21	4.32
Steinabrückl, Heideansiedlung 29 ... 52	424	15.6	10.0	5.6	100	40.2	19.14	39.92	4.77
Steinabrückl Nr. 181 49	280	14.8	13.0	1.8	130	12.95	7.09	27.57	4.87
Blumau, Wasserwerk 40	280	14.8	13.0	1.8	130	12.95	7.09	27.57	4.87
Siegersdorf, Brunnen 16	365	17.4	10.4	7.0	104	50.3	10.67	86.83	4.12
Weigelsdorf, Schule 15	339	14.4	10.6	3.8	106	27.3	10.67	66.20	4.40
Trumau, Schüle 33	414	14.8	11.3	3.5	113	25.17	15.6	56.8	6.20
Ebenfurth 17	269	15.2	10.2	5.0	102	35.9	10.28	35.81	3.83
Ebenfurth, Anlage 1902, Hauptbrunnen 17 a	269	15.2	10.2	5.0	102	35.9	10.28	35.81	3.83
Ebenfurth, Anlage 1902, Neben- brunnen 4 17 b	268	15.3	10.2	5.1	102	36.6	10.28	34.98	3.89
Ebenfurth, Anlage 1930, Brunnen 1.. 17 c	286	13.8	10.0	3.8	100	27.3	10.28	34.16	4.22
Ebenfurth, Anlage 1930, Brunnen 4.. 17 d	268	13.4	9.8	3.6	98	25.85	10.28	35.39	4.07
Ebenfurth, Brunnen „G“ 17 e	366	15.5	11.4	4.1	114	29.4	10.28	67.9	4.30
Neufeld, Jutefabrik 31	340	14.9	9.7	5.2	97	37.4	15.6	48.56	4.32
Unter-Waltersdorf, Hausbrunnen 13	307	17.8	10.7	7.1	107	51.0	11.7	67.08	4.86
Ebreichsdorf, Draschesiedlung 14	346	16.4	11.0	5.4	110	38.8	11.35	56.79	4.45

Ort und Signatur	T. R. mg/1000	Härtegrad d. H.			CaO mg/1000	MgO mg/1000	Cl' mg/1000	SO ₄ " mg/1000	Alkalität ml 0·1n HCl/100	
		Ges.	Ca	Mg						
5. Hochkonzentrierte Randwässer										
a) West- und Nordwestrand										
Felixdorf, Schulstraße 39	19	446	17·1	6·8	10·3	68	74·0	18·79	79·02	4·82
Felixdorf, Schulstraße 24	20	470	20·0	13·2	6·8	132	48·9	18·79	63·79	5·67
Steinabrüchl, Sägewerk Kaindl	50	593	19·8	13·9	5·9	139	42·4	35·46	95·89	3·92
Matzendorf 22	41	313	17·8	9·4	8·4	94	60·3	9·22	12·35	5·90
Sollenau 34	39	721	19·9	12·8	7·1	128	51·0	43·26	92·18	6·66
Schönau a. d. Triesting, Heilsamer Brunnen	94	300	15·8	9·2	6·6	92	47·4	5·32	25·1	5·02
Leobersdorf, Hauptstraße 17, Schule.	42	742	23·7	14·9	8·8	149	63·2	115·24	108·64	5·70
Oyenhäusen	61	487	19·1	12·6	6·5	126	46·7	22·34	76·77	4·75
Baden 31	34	540	19·4	13·4	6·0	134	43·15	24·47	92·18	4·45
Tribuswinkel	32	1006	33·8	22·2	11·6	222	83·4	85·5	248·1	7·25
Biedermannsdorf	56	539	19·7	14·1	5·6	141	40·3	19·86	123·9	5·96
Achau	57	763	29·7	14·1	15·7	141	112·9	76·23	222·6	9·62
Mödling, Hauptstraße 4	58	611	21·5	14·1	7·4	141	33·2	39·7	113·8	6·05
Siebenhirten	59	800	19·9	18·3	1·6	183	11·5	142·64	74·71	6·65
Vösendorf	54	840	24·8	13·8	11·0	138	79·09	53·13	100·8	7·65
b) Nordrand										
Leopoldsdorf Nr. 23	7	2188	67·8	35·6	32·2	366	231·52	182·96	603·3	7·34
Leopoldsdorf, Brunnen neben Gemeindehaus	6	2910	87·0	38·0	49·0	380	352·0	291·45	870·8	8·18
Maria Lanzendorf, Sicherheitswache .	5	1233	36·2	22·1	14·1	221	101·4	84·39	314·0	7·01
Maria Lanzendorf, Feuerlösch- brunnen	4	1617	43·1	31·2	11·9	312	85·56	133·3	320·3	9·12
Unter-Lanzendorf	55	857	29·5	25·8	3·7	258	26·6	34·04	314·7	6·05
Zwölfaxing	3	1280	32·6	23·6	9·0	236	64·71	92·53	294·2	6·64
Himberg, Jagdhaus	1	2590	101·4	75·8	25·6	758	184·1	40·42	1518·0	4·46

Ort und Signatur	T. R. mg/1000	Härtegrad d. H.			CaO mg/1000	MgO mg/1000	Cl' mg/1000	SO ₄ ' mg/1000	Alkalität ml 0·1n HCl/100	
		Ges.	Ca	Mg						
Himberg 38	2	1850	43·8	22·2	21·6	222	155·2	225·5	271·3	9·31
Rauchenwarth	43	489	22·0	6·0	16·0	60	115·0	13·47	38·48	4·82
Enzersdorf a. d. Fische	103	442	20·7	11·0	9·7	110	69·74	10·67	78·75	5·32
Schwadorf, Quelle bei Polst. M.	9	439	22·2	8·3	13·9	83	100·0	19·25	72·84	4·97
Wiener Herberg	10	590	23·8	15·0	8·8	150	63·27	15·6	169·1	5·12
Klein-Neusiedl	8	962	36·4	17·6	18·8	176	135·17	44·67	217·7	6·37
Enzersdorf a. d. Fische	11	1296	32·8	19·4	13·4	194	96·35	135·0	274·1	10·74
e) Nordost- und Ostrand										
Stixneusiedl	27	682	29·0	13·0	16·0	130	115·0	39·0	76·96	8·13
Gallbrunn, Schule	25	932	37·3	16·9	20·4	169	146·69	62·05	190·1	7·98
Gallbrunn, Feuerlöschbrunnen	26	812	35·0	19·9	15·1	199	108·57	13·47	236·2	7·98
Margarethen am Moos	30	1305	39·2	19·0	20·2	190	145·24	143·2	193·0	10·14
Trautmannsdorf, Feuerlöschbrunnen ..	29	1037	39·8	19·5	20·3	195	145·96	56·02	283·9	8·85
Trautmannsdorf, Bahnwärterhaus	28	634	25·4	14·4	11·0	144	79·1	32·27	117·7	6·84
Moosbrunn, Gemeindebrunnen	60	2242	56·9	32·2	24·7	322	177·0	300·0	488·0	7·91
Seibersdorf 6	21	1270	31·1	21·7	9·4	217	67·5	141·1	173·25	10·60
Deutsch-Brodersdorf	23	519	20·8	13·8	7·0	138	50·3	27·3	86·18	6·10
Wampersdorf	22	403	17·4	12·0	5·4	120	38·83	15·96	74·49	4·06
Jesuitenbach Quelle	102	527	20·1	14·9	5·2	149	37·39	12·06	150·6	4·82
Wirpassing, Gemeindeamt Hof	128	532	22·2	13·6	8·6	136	61·8	16·3	118·9	6·32

4. Der Grundwasserkörper

In der Rückfallebene des südlichen Wiener Beckens, welche vom Alpenabbruch, vom Rosalien-Leithagebirge und vom Hügelzug Laaerberg—Rauchenwart—Arbesthal begrenzt wird, befindet sich überall Grundwasser. Von da her rühren die älteren Darstellungen, die das Grundwasser mit einem einheitlichen Schichtlinienplan als unter der ganzen Ebene durchlaufend dargestellt haben. Ausgehend von der praktischen Frage nach Entzugspunkten für größere Grundwassermengen, hat sich die Frage nach der Tiefenausdehnung des Wasserträgers, kurz nach der Dimension des Grundwasserkörpers ergeben. Ansätze zur Beantwortung dieser Frage waren bereits durch Stini (Lit. 25) gegeben, ein erster Ausbau dieser Gedanken wurde 1948 (Lit. 43 b) vorgelegt; im folgenden soll in strengerer Fassung die Frage des Grundwasserkörpers besprochen werden, da heute nur von ihr aus Fragen des Grundwasserhaushalts behandelt werden können.

Wie im geologischen Teil besprochen wurde, durchzieht das südliche Wiener Becken von SW nach NO den Neunkirchner Senkungsbereich und daran anschließend die Mitterndorfer Senke. Aus den Profildarstellungen ergibt sich, daß vor allem im zentralen und nördlichen Teil in den das Senkungsgebiet flankierenden Randgebieten die Tegelsohle auf geringer Tiefe unter der Erdoberfläche angetroffen wird. Auf den Tegeln ruht hier eine meist zusammenhängende Haut von schottrigen Lockersedimenten, die in größerem oder geringerem Ausmaß grundwasserführend sind. Da diese Schotterhaut gegen die Berge zu aushebt und von dort nur unregelmäßig gespeist wird und sie auch kein zusammenhängender Körper ist, kommen die Randgebiete der Mitterndorfer Senke für den Entzug größerer Grundwassermengen nicht in Frage.

Anders ist es mit den Senkungsgebieten selbst. Diese sind, wie im geologischen Teil angegeben, bis zu einer Tiefe von etwa 150 m mit Schottern und Kiesen gefüllt und stellen somit ein großes Wasserreservoir dar. Zur näheren Kennzeichnung sei folgendes festgehalten:

Die randliche Begrenzung der Mitterndorfer Senke ist gegeben im NW durch die Moosbrunn—Sollenauer Linie, im SO durch die Wimpassing—Goldberg-Linie, die sich bis nach Neudörfel fortsetzt. An die genannten tektonischen Linien grenzen wassergefüllte Lockersedimente (innen) gegen Tone und Feinsande (außen), so daß diese Grenzflächen die Richtung der Grundwasserbewegung wesentlich beeinflussen. Nach SW gehen beide Randlinien in die tektonischen Begrenzungsflächen der Neunkirchner Senke über; da diese zum großen Teil mit Rohrbacher Konglomerat gefüllt ist und dieses wiederum nicht einheitlich als Wasserträger aufgefaßt werden kann, so wird im folgenden die Mitterndorfer Senke als hauptsächlich grundwasserführender Körper des südlichen Wiener Beckens aufzufassen sein. Die Sohle dieses Senkungsbereiches sinkt von Wr. Neustadt bis Mitterndorf—Mariathal stark ab, steigt aber von hier bis Schwadorf wieder fast bis an die Oberfläche an. Das NO-Ende der Senke ist eine Verengung, hervorgerufen durch das Aneinanderrücken der Moosbrunner und Goldberg-Linie; das SW-Ende ein Breiterwerden und allmähliches Übergehen in den Neunkirchner Senkungsbereich.

Faßt man all diese Gegebenheiten in ihrer hydraulischen Auswirkung zusammen, so kann man die Mitterndorfer Senke als einen mit Grundwasser gefüllten Schotterkörper charakterisieren, der sich von S nach N verschmälert, an Tiefe erst zu-, dann aber stark abnimmt. Eine gegebene, im S eintretende Grundwassermenge wird, je weiter nördlich, je mehr die Neigung haben müssen, aus dem Schotterkörper seitlich und oberflächlich herauszudrängen, infolge der seitlichen und auch vertikalen Querschnittsverengung. Die Grundwasserquellen des Jesuitenbaches, das starke Übertreten von Grundwässern in die Flußwässer nordöstlich von Moosbrunn bestätigt dies. Seitliche Austritte von Grundwässern sind ebenfalls bekannt, u. zw. erstreckt sich eine heute verdeckte rinnenartige Eintiefung in die Oberfläche der Tegelsohle entlang dem Kalten Gang über Himberg ins Schwechattal; weiters treten größere Mengen Grundwasser bei Zillingdorf—Landegg—Wampersdorf in die Leitha ein und verlassen von dort das Wiener Becken über die Brucker Pforte.

Eine annähernde Berechnung des Wasserinhaltes der Mitterndorfer Senke hat ergeben, daß diese etwa 2·3 Milliarden m^3 Wasser enthalten dürfte, was etwa der Größe des Traunsees entspricht (Oberfläche Mitterndorfer Senke 206 km^2 , mittlere Tiefenerstreckung des Wasserträgers ± 75 m, angenommene Porosität des Schotterkörpers 15%). Diese genannte Wassermenge ist natürlich keine statische, die Zahl gibt nur die Größe des Volumens an, das im jahreszeitlichen Wechsel stets von SW her Zufüsse erhält und das, was die Senke nicht halten kann, durch Abgabe über Grundwasserquellen, Grundwassergerinne in Flußwässer und auch in unsichtbaren verschütteten Grundwasserabläufen in nördlicher Richtung abgibt.

Der Frage der Grundwasserbewegungen in der Mitterndorfer Senke, soweit sie vom geologischen Rahmen abhängt, soll in den folgenden Abschnitten Aufmerksamkeit zugewendet werden.

5. Die Überlaufschwellen

Wie dargestellt, haben die Veränderungen in den Dimensionen des Grundwasserkörpers in der Fließrichtung unausbleiblich ein zunehmendes Herausdrängen von Grundwasser aus der Grundwasserrinne in nördlicher Richtung zur Folge. Die geologische Prüfung der „Riegelstrecke“, mit der das südliche Wiener Becken morphologisch im N sich abschließt, hat deshalb im Rahmen der Untersuchungen der Grundwasserverhältnisse eine entscheidende Rolle gespielt, da hier über „Überlaufschwellen“ jene Grundwassermengen das Becken nordwärts verlassen, aus deren Summe ein Hinweis für die Bewegungen abgeleitet werden kann, mit der das Grundwasser die Grundwasserrinne durchströmt. Es galt die Frage zu lösen, ob an diesen drei Austrittsstellen der Flüsse Kalter Gang—Triesting, Fischa, Leitha die Möglichkeit besteht, daß neben oder unter dem Flußlauf in einem Wasserträger noch größere Wassermengen austreten oder ob für die Mengenbilanz das die Überlaufschwelle passierende Flußwasser einzusetzen wäre.

Mit Bohrungen wurde 1951/52 der Talquerschnitt bei Enzersdorf an der Fischa und bei Pellendorf—Lanzendorf untersucht und vorhandene Bobr-

daten für das Gebiet Himberg—Velm und Trautmannsdorf ausgewertet. In einem generellen Vergleich läßt sich die Situation in den drei Überlaufschwelen folgendermaßen darstellen:

Flußgebiet	Triesting— Kalter Gang	Fischa (siehe Tafel XVII)	Leitha
Lage des untersuchten Querschnittes	Himberg—Velm	Enzersdorf a. F.	Trautmannsdorf
Geländehöhe	175 bis 170 m	161 m	167 m
Basis Quartär (Wasser- träger)	166 m	156 bis 145 m	165 m
Breite des heutigen Tal- querschnittes	±4 km	1.5 km	1.5 km
Grundwasserdurchsatz unter Oberfläche	gering	sehr gering	praktisch null

Da sich aus den Tatsachengrundlagen dieser Untersuchungen auch noch Schlüsse auf die jüngste Landschaftsentwicklung ziehen lassen, sei für den Fischa-Überlauf auf Tafel XVII verwiesen.

Als Gesamtergebnis dieser Untersuchungen kann gesagt werden, daß an allen drei genannten, morphologisch sehr ähnlichen Überlaufschwelen heute unter der Oberfläche kaum nennenswerte Grundwassermengen das Becken verlassen dürften; und weiter, daß der Fischa-„Überlauf“ wegen seiner topographischen Lage als die wichtigste Entwässerungspforte des südlichen Beckens angesehen werden kann.

Neben der Frage des Vorhandenseins eines Wasserträgers im Untergrund der Überlaufschwelen war natürlich auch der Frage Beachtung zu schenken, ob die morphologischen „Riegelstrecken“ für den Wasserdurchsatz als wirklich „dicht“ aufzufassen seien.

Die Riegelstrecke gliedert sich in zwei Teile: der östliche Abschnitt reicht von der Leitha bis zur Fischa, der nördliche von der Fischa zum Schwechattal. Für den Abschnitt Leitha—Fischa ergibt sich aus Übersichtsbegehungen und Bohrungen, daß hier, bis zu 200 m und mehr, tonige Gesteine auftreten, so daß dieser Abschnitt für den Grundwasserdurchtritt tatsächlich als undurchlässige Sperre wirken dürfte. Eine Bekräftigung hierfür scheint das Auftreten von Quellen am SW-Rand dieser Riegelstrecke zu sein (Gallbrunn usw.). Anders liegt es für die Teilriegelstrecke Fischa—Schwechattal; hier haben zwei tiefere Brunnenanlagen (Rauchenwart, Ebergassing) erwiesen, daß im Hügelbereich der Rauchenwarter Platte zwischen den tonigen Gesteinen des Pliozäns wasserführende, sandig-schottrige Lagen eingeschaltet sind. Für diesen Teil der „Riegelstrecke“ bedeutet dies, daß diese nur morphologisch als solche in Erscheinung tritt, nach ihrer Gesteinszusammensetzung jedoch poröse, wasserführende Lagen enthält und daher für den nordwärts drängenden Grundwasserkörper nicht als wasserundurchlässiger Riegel wirkt.

6. Elemente der Grundwasserbewegungen

An den beschriebenen Teil seiner Arbeit (Lit. 41) hat Kleb einen Abschnitt gefügt über die „Beziehungen des Grundwassers zu Niederschlag und Flüssen“, welcher als erster und bisher einziger Versuch aufzufassen ist, aus der Vielfalt von physiogeographischen Komponenten eine Erklärung für die Grundwasserbewegungen abzuleiten. Obwohl von unserer Seite bereits einmal eine kritische Betrachtung des Klebschen Gedankenganges gegeben wurde (Lit. 43 b), sei diese hier teils revidiert teils nochmals skizziert und daran die Diskussion der heute neueren Beobachtungen angefügt.

a) Der Gedankengang Klebs

Nach Kleb kann die Speisung des Grundwassers auf dreierlei Weise vor sich gehen:

1. durch die direkt als Niederschlag fallende Wassermenge, von der Verdunstung und oberflächlicher Abfluß abzuziehen wäre (l. c. p. 33);
2. durch versickernde Flußwässer (l. c. p. 33);
3. durch direkte unterirdische Zuflüsse aus dem Randgebirge (l. c. p. 37).

Die Diskussion Klebs erwägt ausschließlich die ersten zwei Möglichkeiten und sucht die Entscheidung zwischen diesen durch eine Betrachtung der Grundwasserschwankungen und Vergleich derselben mit den Niederschlagsschwankungen herbeizuführen.

Aus der Gleichzeitigkeit der Grundwasserschwankungen zwischen St. Egyden und Wr. Neustadt schließt Kleb auf die direkte Abhängigkeit der Grundwasserschwankungen vom jährlichen Gang der Niederschläge (l. c. p. 45).

b) Neue Beobachtungen

Wenn die Schlußfolgerung Klebs eine den tatsächlichen Verhältnissen entsprechende Erklärung geben würde, so sollte man erwarten, daß diese auch folgenden Bedingungen entsprechen müßten:

1. Von Niederschlägen, die eine längere Distanz von trockenem Gestein durchsickern müssen, ehe sie das Grundwasser erreichen, wäre zu erwarten, daß ein größerer Teil als Kapillarwasser gebunden wird; beim Passieren einer kürzeren Strecke dagegen wäre die Bindung eines geringeren Anteiles zu erwarten. Es wäre daher bei direkter Beeinflussung durch den Niederschlag irgendeine Relation zwischen der Amplitude der Grundwasserschwankung und der Höhe der Überdeckung zu erwarten.

2. Eine Bestätigung der Klebschen Folgerung wäre vor allem aus genauen Beobachtungen im Kleinbereich zu erwarten, da wesentliche Unterschiede der Niederschlagsmengen hier kaum zu erwarten sind.

Dank dem Entgegenkommen der Direktion der Wasserwerke Wiens konnten wir eine vierjährige genaue Beobachtungsreihe studieren, die an vier Bohrungen ausgeführt wurde, welche zur Erkundung der Grundwasser-Verhältnisse im Untergrund des Wöllersdorfer Schotterkegels von der Fische-Dagnitz-Quelle im westlicher Richtung niedergebracht wurden (Tafel XV, Fig. c'). Das Beobachtungsmaterial (etwa 800 Zahlenwerte) wurde auf verschiedenen Wegen graphisch ausgewertet; das Wesentliche dieser Bearbeitung ist in folgender Zahlentabelle festgehalten:

Zahlenwerte zur Beurteilung der Grundwasserspiegelschwankungen im
Fischa-Dagnitz-Bereich 1950—1953

	Bohrung 4	Bohrung 3	Bohrung 2	Bohrung 1
Seehöhe	262.60 m	253.41 m	241.28 m	235.02 m
Horizontaler Abstand	+ 1400 +	1000 +	1200 +	
Zeitbereich	Zeitbereich und Anamaß der Einsätze ¹⁾			
Frühjahrsmaximum 1950 ...	11. 4. 243.08 m	20. 3. 239.88 m	20. 3. 236.73 m	20. 3. 232.29 m
Herbstminimum 1950	30. 10. 242.27 m	30. 10. 239.16 m	30. 10. 236.20 m	11. 9. 231.92 m
Frühjahrsminimum 1951 ...	12. 3. 242.74 m	5. 3. 239.02 m	5. 3. 236.61 m	5. 3. 232.10 m
Frühjahrsmaximum 1951 ...	25. 6. 243.65 m	25. 6. 240.36 m	12. 6. 237.17 m	12. 6. 232.61 m
Frühjahrsminimum 1952 ...	17. 3. 242.39 m	19. 2. 239.32 m	—	19. 2. 232.04 m
Frühjahrsmaximum 1952 ...	23. 6. (?) 242.77 m	30. 6. 239.65 m	23. 6. 236.70 m	23. 6. 232.32 m
Frühjahrsminimum 1953 ...	15. 6. 241.75 m	15. 6. (?) 238.85 m	8. 6. 235.97 m	8. 6. 231.86 m
Herbstmaximum 1953	7. 9. 242.36 m	17. 8. 239.26 m	17. 8. 236.30 m	17. 8. 232.04 m
Mittelwerte der Amplituden	77 cm	60 cm	47 cm	30 cm

¹⁾ Die erste Zahl gibt jeweils das Datum des Höchst- oder Tiefstandes, die zweite Zahl die absolute Höhe des jeweiligen Grundwasserstandes zu dem Datum.

Als Ergebnis dieser Auswertung glauben wir auf folgendes verweisen zu können:

1. Wie aus dem Unterschied zwischen absoluter Höhe und Spiegellage hervorgeht, ist die Überlagerung des Grundwasserspiegels bei Bohrung 4 groß (zirka 20 m) und nimmt nach O zu bis Bohrung 1 auf zirka 3 m ab. Demgegenüber geht aus den Mittelwerten der Amplituden deutlich hervor, daß die Amplituden sämtlicher Schwankungen in Bohrung 1 merklich geringer sind als in Bohrung 4.

Es spricht dies nicht für direkte, einfache Beeinflussung der Grundwasserspiegelstände durch den Niederschlag.

2. Aus der Tabelle geht weiter deutlich hervor, daß die Einsätze der Schwankungen, also die Umkehr vom Maximum- zum Minimumabstieg und die Umkehr vom Minimum- zum Maximumaufstieg nicht gleichzeitig stattfinden. Da der Abstand von Bohrung 4 nach Bohrung 1 nur 3.6 km beträgt, spricht dies auch nicht für die Herleitung der Grundwasserspiegelschwankungen von den Niederschlägen.

3. Aus der Tabelle geht schließlich auch hervor, daß alle Einsätze der Schwankungen (Umkehr Maximum zu Abstieg, Umkehr Minimum zu Aufstieg) in den östlichen Bohrungen 1, 2 früher auftreten als in den westlichen. Hieraus kann unseres Erachtens gefolgert werden, daß der Wöllersdorfer Schotterkegel in W—O-Richtung von keiner Grundwasserwelle durchwandert wird.

Wenn man, wie dies oben geschehen ist, die vorliegenden Beobachtungsdaten vom geologischen Standpunkt kritisch betrachtet, kommt man zur Überzeugung, daß ein direkter und einfacher Zusammenhang von Grundwasserspiegelschwankungen mit dem Niederschlag nicht bestehen dürfte.

Welcher Art die Grundwasserbewegungen nun tatsächlich sind, dies wird erst auf Grund einer hydrologisch-mathematischen Analyse unter Berücksichtigung der geologischen Grunddaten ergeben können. Es soll hier vorläufig auf einiges Zusätzliches gewiesen werden, was im Zuge eines Vergleiches der Grundwasserganglinien des Fische-Dagnitz-Gebietes mit jenen von Moosbrunn aufgefallen ist.

Beide Punkte liegen annähernd in der Achse des Grundwasserbeckens; für Moosbrunn stehen tägliche, für Fische-Dagnitz wöchentliche, verlässliche Ablesungen zur Verfügung.

Es wurden sämtliche Beobachtungen der Jahre 1950—1953 eines eingehenden Vergleiches unterzogen¹⁾; es ergab sich hiebei, daß die Einsatzpunkte sämtlicher für den Vergleich mit einiger Verlässlichkeit brauchbarer Großelemente im Ganglinienbild, u. zw. der „Frühjahrsanstieg“ und der „Sommerabstieg“ in Moosbrunn früher als im Fische-Dagnitz-Gebiet auftreten, wie aus folgender Tabelle ersichtlich ist.

	Fische-Dagnitz 1	Moosbrunn 1	Differenz in Tagen
Sommerabstieg 1953	17. August	1. August	16
Frühjahrsanstieg 1953	8. Juni	29. Mai	9
Sommerabstieg 1952	23. Juni	28. Mai	25
Frühjahrsanstieg 1952	19. Februar	9. Februar	10
Sommerabstieg 1951	3. September	19. August	14

Es geht daraus hervor, daß in diesem Abschnitt des Beckens der Abbau der Maxima vom N her (Sommerabstieg) sowie auch der Aufbau der Maxima (Frühjahrsanstieg) vom N her erfolgt.

Zur weiteren Deutung dieser Verhältnisse wurde versucht, den Vergleich auf einen Beckenlängsschnitt Moosbrunn—Ternitz, mit Anschluß bis ins Höllental, auszuweiten; hier lagen tägliche Beobachtungen des Jahres 1951 zugrunde¹⁾.

Die Resultate dieses Vergleiches sind aus folgendem ersichtlich:

Beobachtungsgebiet	Beginndatum des		Charakter der Jahres-Ganglinie
	a) Frühjahrsanstieges	b) Sommerabstieges	
Kaiserbrunn	15. 4. (?) 30. 4. }	7. 6. 51	stark differenziert Amplitude groß
Stixensteiu		14. 6.	
Ternitz		15. 6.	
Wiener Neustadt	7. 5.	[28. 8.]	kaum differenziert Amplitude groß
Fische-Dagnitz 4	4. 6. 9. 5. }	17. 9.	stark differenziert Amplituden klein
Fische-Dagnitz 1		10. 9.	
Moosbrunn		19. 8.	

¹⁾ Die umfangreichen Diagramme sind wegen Raumersparnis nicht veröffentlicht.

Aus dem zeitlichen Vergleich der angeführten charakteristischen und deshalb identifizierbaren Ganglinienelemente ergibt sich, daß in der Richtung vom Quellgebiet bis Ternitz der Sommerabstieg (b) immer später einsetzt, also hier verursacht sein dürfte durch ein ins Beckeninnere fortschreitendes Ausbleiben der Nachschübe.

Umgekehrt ist es im nördlichen Teil der Beobachtungskette: hier setzt der Abbau des Sommermaximums in Moosbrunn früher ein als im Fischadagnitz-Gebiet; es schreitet also der Abbau zeitlich vom N nach S fort.

Diese beiden zeitlich gegenläufigen Bewegungen begegnen sich etwa im Wr. Neustädter Raum; wo, ist momentan nicht genau zu sagen. In der Tatsache, daß das Ganglinienbild im S-Teil und im N-Teil sehr differenziert ist, im Wr. Neustädter Gebiet dagegen diese Differenzierung in kleine Zacken fehlt, und auch die Tatsache, daß sich von N nach S und von S nach N hier zwei gegenläufige zeitliche Tendenzen in der Art des Ganglinienablaufes zu begegnen scheinen, glauben wir einen Hinweis zu sehen, daß das Wr. Neustädter Gebiet als Zone des Grundwasserstaus angesehen werden kann, durch die der zeitliche Ablauf der verschiedenen nördlich und südlich davon vorhandenen, zeitlichen Ablauftendenzen unterbrochen und wahrscheinlich ganz abgedämpft wird.

In ähnlicher Weise können die Daten des Frühjahrsanstieges 1951 gedeutet werden (vorige Tabelle a); es ist dieser jedoch im Kurvenbild nicht so klar identifizierbar, so daß er nicht als Ausgangspunkt der Diskussion gebraucht wurde.

c) Übersicht der Grunddaten

Fassen wir die alten und auch die neu entwickelten Gesichtspunkte für Hinweise zur Art der Grundwasserbewegung zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

Die Klebsche Auffassung der direkten Abhängigkeit der Grundwasserschwankungen vom Gang der Niederschläge läßt sich für den Raum des südlichen Wiener Beckens nicht bestätigen.

Gebiete mit großer Trockenachotterüberdeckung zeigen große Amplituden, solche geringer Überdeckung kleine Amplituden der Grundwasserschwankungen.

Eine zeitliche Analyse der Grundwassereinsätze in einem Profil von der Beckenachse zu seinem W-Rand zeigt keine der Beckenachse zutretende Grundwasserwelle; hier liegen die zeitlichen Einsätze in der Beckenachse vor denen der Beckenflanken.

Eine globale zeitliche Analyse der Grundwassereinsätze in einem vergleichenden SW—NO-Gesamtprofil durch das Becken scheint drei Gebiete zu ergeben:

Im S: von S nach N fortschreitende Ab- und Aufbautendenz;

in der Mitte: ein Staugebiet, wo sich die Bewegungen nicht genau an die südlichen und nördlichen anschließen;

im N: von N nach S fortschreitende Ab- und Aufbautendenz.

Die Art dieses Mechanismus ist auf Abb. 5 grob veranschaulicht.

Das Grundwasserbecken als Ganzes betrachtet, ist wohl einheitlich mit Grundwasser gefüllt, die verschiedenen Teile des Beckens zeigen jedoch erhebliche Verschiedenheiten im zeitlichen Ablauf der Wasserbewegungen.

Ungleich einem offenen See steht der Grundwasserspiegel nicht nur unter dem Regime seiner Zu- und Abflüsse, sondern außerdem für seinen Inhalt ganz wesentlich unter dem Regime der Porenräume, in denen sich der Grundwasserkörper bewegt. In dem ganzen 35 km langen grundwassertragenden Beckenteil sind wesentliche Unterschiede in der Korngröße der Wasserträger bekannt (SW grober Kalkschotter, NO mittelfeiner Quarzschotter und Sande), außerdem tritt in der Beckenmitte von NW der Wöllersdorfer Schotterkegel mit zuzitendem Grundwasser in das Becken ein, so daß die Uneinheitlichkeit der aus den Ganglinienbildern abgeleiteten Grundwasserbewegungen in der geologischen Gesamtsituation durchaus begründet sein kann.

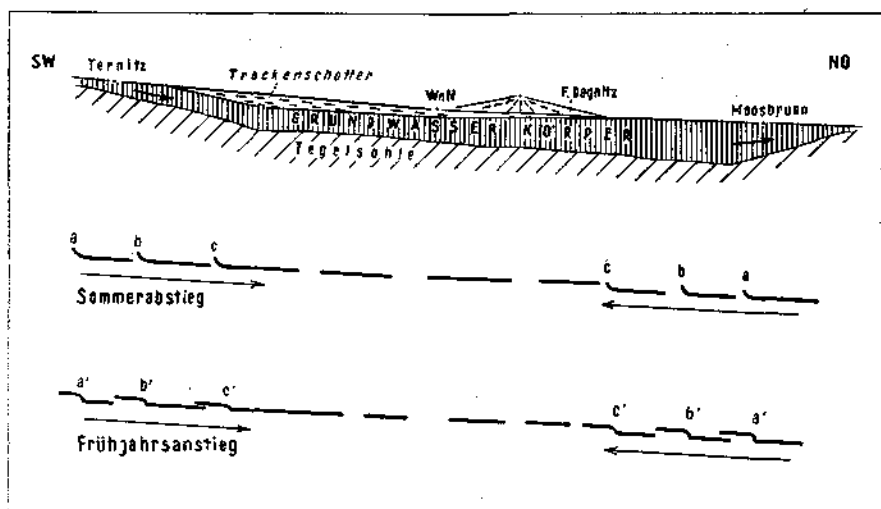


Abb. 5. Schema der Grundwassereinsätze

Mit diesem Hinweis auf die zeitliche Verknüpfung der Grundwassereinsätze mit dem geologischen Bild soll jedoch keine Aussage über die Art der Grundwasserbewegung gemacht werden. Dies ist analytischer Arbeit der Hydrologen vorbehalten, die dann das folgende Bild einer Arbeitshypothese, die in ihrer räumlichen Betrachtung über das von Kleb entworfene Bild hinausgreift, überprüfen und ausbauen wird.

7. Hydrogeologische Arbeitshypothese

Wenn wir auch im vorherigen zu der Überzeugung gekommen sind, daß vom Gesichtswinkel der Auswertung exakten Kurvenmaterials vorläufig nur Bausteine zu einer Kenntnis der Grundwasserbewegungen sich erreichen lassen, so soll es doch nicht unterlassen werden, ein Gesamtbild zu skizzieren, das darstellt, wie im Zusammenhang der geologischen Einheiten gesehen, sich der Verlauf der Grundwasserbewegungen abspielen dürfte. Es handelt sich also um den Entwurf einer hydrogeologischen Arbeitshypothese, deren Brauchbarkeit durch zukünftige hydrogeologische, geologische und sonstige Beobachtungen wird geprüft werden müssen.

Grundsätzlich ist die Dreigliederung des geographisch-geologischen Bildes:

Westlich, südlich und südwestlich umrahmendes Gebirgsgebände; sofern es aus Kalken und Dolomiten aufgebaut ist, relativ stark klüftig und den Niederschlag in diese aufnehmend; sofern er nicht durch Hangwässer und Schichtquellen in die Oberflächengerinne abgedrängt wird.

Zentral, SW—NO gestreckt, die „tektonische Rückfallebene“ des südlichen Wiener Beckens. In die überwiegend undurchlässige Beckenfüllung eingesenkt ist ein junger Schottertrog, ein Wasserträger par excellence, hydraulisch derart geformt, daß durch seine Verengung nach NO das Grundwasser auf gravitativem Wege dort an die Oberfläche gedrängt wird.

Nordöstlich, das Becken als großangelegter Querriegel abschließend ein Hügelzug, der von drei Flüssen in Überlaufschwelen gequert wird und hier eine Summation sämtlicher Fluß- und Grundwässer approximativ zuläßt, die den Beckenraum donauwärts verlassen.

Auf diese drei Einheiten fällt der Niederschlag, durch diese Einheiten wird das geschleust, was nicht darüber hinweg in offenen Gerinnen abläuft.

Der Gebirgsraum, vor allem der kalkalpine, nimmt infolge seines Kluftvolumens mehr Wasser auf, als er an das Becken im Berggefüge weiterleiten kann, da hier der Porenraum dem Volumen und den Abmessungen nach geringer ist. Eine Reihe von Gebirgsrandquellen sind in dieser Querschnittsverminderung des Porenvolumens vom Mesozoikum zum Tertiär begründet, ein Teil der Gebirgswässer tritt deshalb auch in die oberflächliche Grundwasserhaut der Ebene ein.

Die Niederschlagsmengen in der Ebene sind relativ gering. Das Grundwasser wird dort gespeist einerseits durch randlich zutretende Hang- und Quellwässer, andererseits sicher auch durch die großen Flußversickerungsgebiete zwischen Neunkirchen und Zillingdorf. Die Durchsatzgeschwindigkeit der einmal in das Grundwasserträgergestein aufgenommenen Wässer wird vor allem bestimmt von den sehr variablen Porositätsverhältnissen im Schottertrog zwischen Neunkirchen und Schwadorf. Durch die rigorose Herabminderung der Fließgeschwindigkeiten im porösen Körper können Einsätze größerer Wassermengen nur langsam zu Verteilungen der Grundwasserspiegellagen führen, die ebenso langsam sich wieder abbauen. Gesteuert wird unseres Erachtens die Grundwasserbewegung im Schotterkörper durch die Abmessungen der Porenräume im Eintrittsgebiet, durch den variablen Porenraum im Schotterkörper selbst und durch den möglicherweise wiederum anderen Porenraum im Austrittsgebiet. Aufnahme- und Abgabekapazität des Schotterkörpers ist durch die Porenfrage begrenzt. Es ist dies der Grund, weshalb die Identifizierung der Grundwasserschwankungen im Schotterkörper mit Quellschüttungsspitzen im Kalkalpengebiet und schließlich mit etwaigen Niederschlagsspitzen heute noch eine noch nicht gelöste Frage ist.

Natürlich steht ganz im Hintergrund des Grundwasserhaushaltes als primärer Belieferer der Niederschlag, vor allem im umrahmenden Gebirgsland. Die erste Transformation seines Einsatzes dürfte dieser erleiden durch seinen Eintritt in das kalkalpine Kluft- und Kleinspaltensystem und durch die dadurch gegebene Verformung des Geschwindigkeitseinsatzes.

Eine zweite Transformation wird dieser ersten aufgeprägt beim Übergang vom kalkalpinen Kluftraum in die (tertiären und) quartären, ganz anders gearteten Porenräume der Beckenfüllung. In die quartäre Schotterfüllung treten jedoch auch noch zusätzliche Teile jener Wässer über Flußversickerungsstrecken ein, die im kalkalpinen Raum in die Oberflächengerinne abgedrängt wurden. Schließlich ist in Betracht zu ziehen, daß dieser hier komplizierte Vorgang der Grundwasserspeisung — den man als durch Filterwirkung zeitlich mehrfach verzögert umschreiben könnte — nicht nur vom SW-Ende her in die SW—NO gestreckte Beckenfüllung eintritt, sondern auch vor allem von der NW-Front der Längsausdehnung ins Becken eintritt, wobei bei diesen Zutritten die Länge der jeweiligen Filterstrecken verschieden ist.

Wenn wir dies als grobe geologische Rahmenbedingungen des Zutrittsmechanismus der Grundwässer skizzieren, so folgt hieraus, daß nach unserer Meinung eine einfache Deutung der Grundwasserschwankungen im zentralen Schottertrogt vorläufig gar nicht möglich ist, bevor nicht die Komponenten, welche den Zutritt beherrschen, genauer festgelegt sind. Der angedeutete Ausschluß der Möglichkeit einer einfachen direkten Niederschlagsherleitung sowie die Herauslösung der Spiegelschwankungen in der Beckenachse als dominierendes Element sind Beiträge zur Klärung der Komponentenfrage, welcher in Zukunft noch vielfältige Aufmerksamkeit wird gewidmet werden müssen.

8. Veränderungen in der Grundwasserspiegellage 1863—1953

Von praktischer Seite wird oft die Behauptung aufgestellt, daß sich die Grundwassersituation in den letzten Dezennien im ungünstigen Sinne ändere und daß daher eine Inanspruchnahme der Grundwässer nicht zuzulassen sei.

Da diese Frage von allgemeinem Interesse ist, wird darauf hingewiesen, daß für den südlichen Teil des heutigen Hauptgrundwassertroges in dem Dreieck zwischen Sollenau—Ehenfurth—Wr. Neustadt Grundwasserschichtenlinien aus den Jahren 1863 und 1953 vorliegen. Die ersteren stammen aus dem Bericht der Wasserversorgungskommission 1864 (Lit. 45), die letzteren sind entworfen vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft im Jahre 1953 für eine der Studienkommission für die Wasserversorgung Wiens vorgelegte Karte. Ohne die Frage der Vergleichbarkeit näher zu erörtern, wurden diese Linien zusammengezeichnet, um zu einem groben qualitativen Vergleich der damaligen und heutigen Situation zu kommen (Textabb. 6).

Die Skizze zeigt, daß die alten (1863) und neuen (1952) Grundwasserschichtlinien im zentralen Teil des Grundwasserkörpers sich überschneiden oder nur so wenig voneinander abweichen, daß man hier im großen auf ein Gleichbleiben der Grundwasserspiegellage schließen kann. Im westlichen Randgebiet jedoch zwischen + 261 und Sollenau erscheinen die heutigen Linien alle in gleicher Weise hinsichtlich der Linien von 1863 verschoben, derart, daß hier auf ein Ansteigen des Grundwasserspiegels geschlossen werden kann (horizontal schraffiert).

Es ergibt sich aus diesem Vergleich, daß für größere Gebiete keineswegs mit einheitlichen oder gleichgerichteten Veränderungen im Stand des

Grundwasserkörpers zu rechnen ist; in vorsichtiger Prüfung wird man daher von Fall zu Fall entscheiden müssen, ob Gleichbleiben, Absenkung oder Erhöhung des Grundwasserspiegels stattgefunden hat.

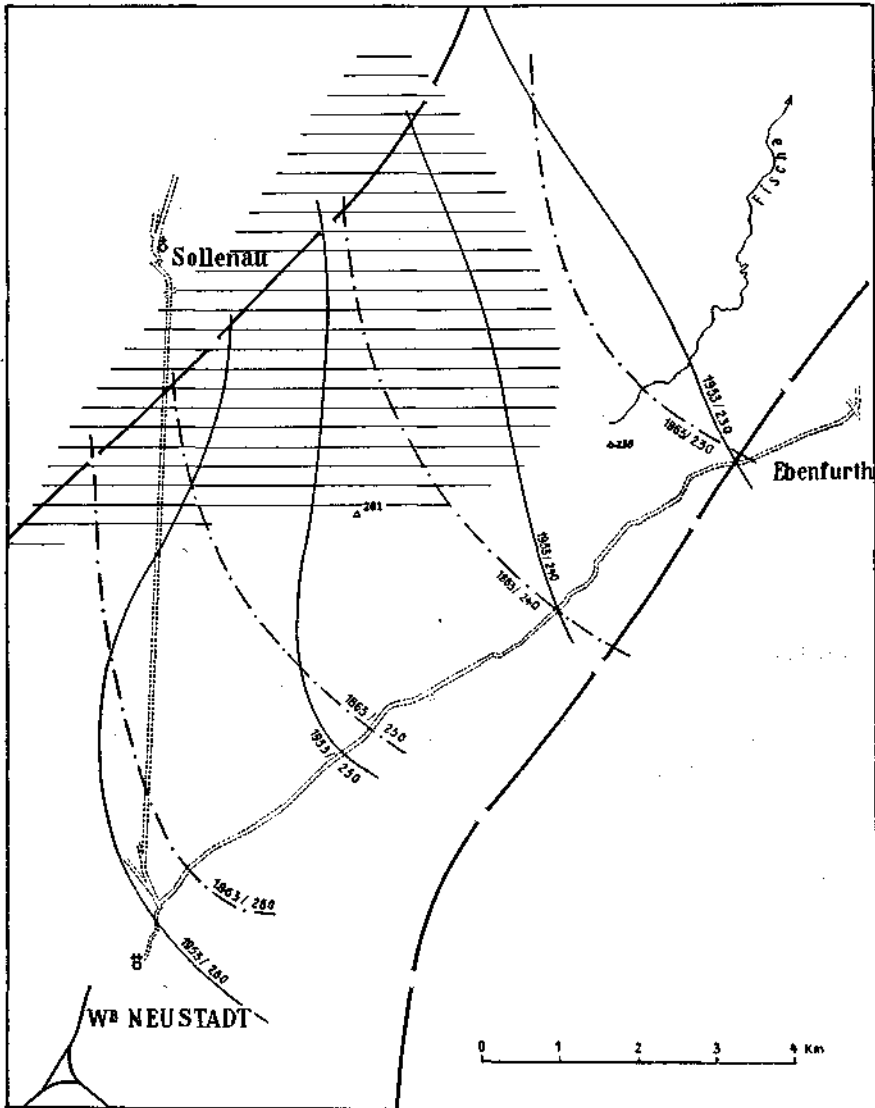


Abb. 6. Grundwasserschichtenlinien von 1863 und 1953

9. Zur Frage der artesischen Wässer

Über artesisches Wasser ist vor kurzem eine Studie von H. Grubinger erschienen (Lit. 36), so daß in unserem Zusammenhang auf den gesamten Fragenkreis nicht mehr eingegangen werden muß.

Zur Vermeidung von Mißverständnissen sei jedoch darauf hingewiesen, erstens, daß nur die innerhalb der tertiären Schichtserie auftretenden Wässer als artesisch angesehen werden können, da zu ihrem Kriterium die Anwesenheit einer (die Spannung erzeugenden) abdeckenden Schicht gehört. Im quartären Schotterkörper können wohl manchmal mehr oder weniger ausgedehnte, wenig durchlässige Bänke vorkommen; eine Trennung in gänzlich unabhängige Stockwerke verschiedener Spannung wurde im Bereich der Schotterrinne jedoch bisher nicht beobachtet.

Zweitens sollte festgehalten werden, daß die Wasserträger der echten artesischen Wässer des Beckenrandes in der Richtung des Beckeninneren feinkörniger werden und schließlich meist ganz in tonigem Gestein auskeilen. Es nimmt also die Möglichkeit der Erschrotung artesischer Wässer vom Rand zum Beckeninneren stark ab, andererseits sind auch die randlichen Möglichkeiten begrenzt, da es sich hier um den Abbau von Wasserlinsen handelt, die vom Gebirge her meist spärlich gespeist werden und stärker durch Bruchtektonik beeinflußt sind als allgemein angenommen wird.

Auf keinen Fall ist zu erwarten, daß der Inhalt der artesischen Wässer enthaltenden randlichen Gesteinslagen irgendwie mit jenen Wassermengen in Verbindung steht, die im Beckeninneren die junge Schotterrinne füllen.

10. Stellungnahme zur Literatur und Schlußformulierung des geologisch-physiographischen Rahmens

Wenn im vorhergehenden die Darstellung gegeben wurde, so wie sie sich auf Grund der heutigen Daten ergibt, ohne daß auf ältere Meinungen eingegangen ist, so soll damit nicht eine Mißachtung dieser angedeutet werden, sondern nur, daß für uns in erster Linie der geschlossene heutige Tatsachenbestand ausschlaggebend ist und erst in zweiter Linie ältere Auffassungen. Um aber den letzteren gerecht zu werden, denn die älteren sind ja der Weg zu den neueren Auffassungen, soll im folgenden unter möglichst genauer Zitierung eine Auswahl wesentlicher Punkte der älteren und heutigen Auffassungen verglichen werden. Diesen angefügt sei dann die für die Beurteilung des Wasserschatzes wesentliche heutige Schlußformulierung, durch welche der aus Geologie, Morphologie und Physiogeographie sich ergebende Rahmen absteckt, in welchem sich die Wässer des südlichen Wiener Beckens bewegen. Es ist hiebei mit Absicht die Form einer vergleichbaren Gegenüberstellung der älteren und heutigen Auffassungen gewählt, um gerade den Verdiensten der erstgenannten voll Ausdruck zu verleihen¹⁾.

a) Geologisches

Der Umriß des Beckens ist der eines spitzwinkligen Dreiecks (H. 05, S. 185). Obwohl an der morphologischen Form des Beckens als ganzes sich nichts geändert hat, ist daran festzuhalten, daß durch die Aufgliederung der alten Thermenlinie und die Auflösung der Bruchtektonik im zentralen

¹⁾ Gr bedeutet A. Grund, Die Veränderungen der Topographie im Wienerwald und Wiener Becken. Geogr. Abh. VIII, 1905. — H. 05 bedeutet H. Hassinger, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken. Geogr. Abh. VIII, 1905. — H. 18 bedeutet H. Hassinger, Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens. Geogr. Handb. 1918. — Kl bedeutet M. Kleb, Das Wiener Neustädter Steinfeld. Geogr. Jahresber. X, 1912.

Beckenteil dieses sich gliedert in ein ineinandergeschaltetes System von Senkungsräumen, die im geologisch zeitlichen Sinne als gerichteter Entwicklungsvorgang aufzufassen sind und nicht als einheitlicher Senkungsraum.

Das südliche Becken ist seit dem Pliozän noch stark nachgesunken (H. 18, S. 170). Nicht nur nachgesunken, sondern auch nachgebrochen in Beträgen von 150—200 m Größenordnung, wäre heute zu ergänzen. Auf alle Fälle gebührt Hassinger das Verdienst, zeitlich schon vor dem Vorhandensein geologischer Hinweise das südliche Wiener Becken als „Rückfallsebene“ charakterisiert zu haben.

Die Frage nach einem Tegel, der den prädiluvialen Talboden angeben sollte (H. 18, S. 166) ist irrelevant geworden, da neben Tegeln auch Konglomerate und andere Gesteine dem Pliozän angehören (Rohrbacher Konglomerat).

Die Mächtigkeit des Alluviums nimmt gegen die Donau hin zu (H. 18, S. 166); durch die Tatsache, daß größere Teile der als Alluvium gedeuteten Sedimente heute dem Pleistozän zuzurechnen sind, bleibt für das Alluvium nur eine sehr geringe, die heutigen Flüsse begleitende Sedimenthaut übrig, aus deren Dicke kaum Schlüsse auf die Beckenentwicklung abzuleiten sind.

Gegen NO wird die Schotterdecke nach A. Grund dünner und feiner (Gr., S. 27); hierüber liegen heute jedoch keine Hinweise vor, denn das bestimmende Element ist der durch die Tektonik umgrenzte Schotterkörper, die Annahme des Feinerwerdens der Schotterkörnung ist wohl wahrscheinlich, bis zum Vorliegen von Meßergebnissen, jedoch nur mit Vorsicht zu handhaben, da man mit zwei getrennten Schottereinstreuerichtungen von NW her (Donau) und SW her (Wurzelgebiet) zu rechnen hat.

b) Morphologisches

Die trockene Ebene des Steinfeldes kann als wenig zerschnitten gelten (H. 18, S. 165). Es wird auf die Zerlappung, vermutlich durch rückschreitende Erosion, des N- und O-Randes des Wöllersdorfer Kegels sowie des NO-Randes des Neunkirchner Kegels besonders hingewiesen, die in der morphologischen Literatur noch wenig Beachtung gefunden hat.

Die Mittelzone (= nasse Ebene) als Ausräumungszone (H. 18, S. 171) wird wohl heute auch als erosiv bedingt zu gelten haben, wobei jedoch als wesentliche Zusätze das Hineinspielen gleichzeitig verlaufender tektonischer Senkungsvorgänge in Betracht zu ziehen ist.

In Denudationsdurchbrüchen durchmessen Schwechat, Fische und Leitha die randlichen Hügel im N (H. 08, S. 186); es scheint uns wesentlich, daß der mittelste und tiefste Durchbruch (Fische) heute zumindest als tektonisch angelegt zu gelten hat.

c) Physiographisches und Hydrographisches

Das von Grund (1905, S. 28) gegebene Profil, das den Mechanismus des Grundwasserauftretens veranschaulicht sowie die Formulierung von Hassinger (18, S. 165), wonach „unter den Kalkschuttkegeln das Grundwasser auf die Tegelsonhe austritt“, ist heute nur mehr beschränkt gültig für tektonisch hochgelegene Randgebiete der Mitterndorfer Senke. Daß die Senke selbst ebenfalls zur „nassen Ebene“ gerechnet wird, obwohl dieser tektonische Absenkungstreifen überwiegend aus Schottern besteht, rührt daher, daß aus hydraulischen Gründen dieser Teil der Senke immer einen Grundwasserüberschuß hat.

Das von Kleb (Kl. S. 17) angewandte Prinzip aus „Gefällsänderungen in der Oberfläche des Grundwassers auf Unebenheiten im Untergrund“ zu schließen, läßt annähernde Folgerungen zu, genügt jedoch heute nicht mehr, wo die Grundwasserbilanz auch schon aufs Quantitative ausgerichtet ist. Dies vermindert das Verdienst Klebs nicht, denn seine „Tegelstufe an der W-Seite des Beckens“ (Kl. S. 29) mit dem steilen Abfall der Grundwasser Oberfläche hat sich bei Berücksichtigung späterer Bohrungen als ident mit unserem Sollenauer Bruchrand herausgestellt. Über die Tiefenbegrenzung des Schotterkörpers lagen bei Kleb keine Anhaltspunkte vor, deshalb sind seine Gedankengänge in diesem Punkt ergänzungsbedürftig.

Die von Grund vertretene Ansicht (Gr. S. 28), daß die nasse von der trockenen Ebene sich an einer geraden N—S-Linie scheidet, wäre schon längst reif gewesen, widersprochen zu werden. Wenn man die Verbindungslinie der nördlichen Grundwasserquellen als eine in erster Linie geeignete Begründung für die Grenzziehung übernehmen wollte, so würde sich von Oberwaltersdorf—Fischa-Dagnitz—Seibersdorf ein SO verlaufender Bogen ergeben, der durch vielerlei Auszackungen einen derart unregelmäßigen Verlauf annimmt (Quelle Jesuitenbach), daß man kaum vom Verlaufe einer einfachen Linie wird sprechen können.

Dem Eindruck eines „unfertigen Flußnetzes“ (Gr. S. 30) ist zuzustimmen, wie auch Hassinger 1918 durch den Hinweis auf Grundwasserflüsse durch Stellungnahme zur Frage der Bifurkation den Weg zur Lösung angedeutet hat. Durch eine schärfere Fassung der Charakterisierung der Wassertypen, welche jedes Gerinne führt, glauben wir hier weiterzukommen (Lit. 43 a).

Der Meinung Hassingers (1918, S. 162), als seien die Flüsse auf ihren Kegeln abgeglitten, möchten wir heute als zumindest gleichberechtigte Alternative hinzufügen, daß Teile der NO gerichteten Flußlineamente tektonisch vorgezeichnet sein können.

Wenn man den physiographisch-morphologischen Bereich zusammenfaßt und hierfür der bis heute sich als brauchbar erwiesenen Hauptgliederung Hassingers (1905, S. 187) anschließt, so wären wir geneigt, die genannte Formulierung einer heute zu gebenden wie folgt gegenüberzustellen:

Wir haben also im Wiener Becken von SW nach NO fortschreitend drei Abschnitte zu unterscheiden:

nach Hassinger 1905	nach Küpper 1954
1. Die trockene, wenig zerschnittene Akkumulationsebene;	1. Die trockenen, wenig zerschnittenen, durch Schotterkegel erfüllten Senkungsbereiche;
2. Die nasse abgetragene Erosionsebene;	2. Die nasse abgetragene Erosionsebene einschließlich des mit Grundwasser gefüllten N-Endes der Mitterndorfer Senke;
3. Die reif zerschnittene Akkumulationsebene der pliozänen und diluvialen Terrassenfelder mit den Durchbruchstätern.	3. Die reif zerschnittene, zum Teil auch durch jüngste Tektonik schwach gehobenen Randriegel und Inselberge im NO der Rückfallebene mit Terrassenstufen und Durchbruchstätern.

Literatur

A. Geologie

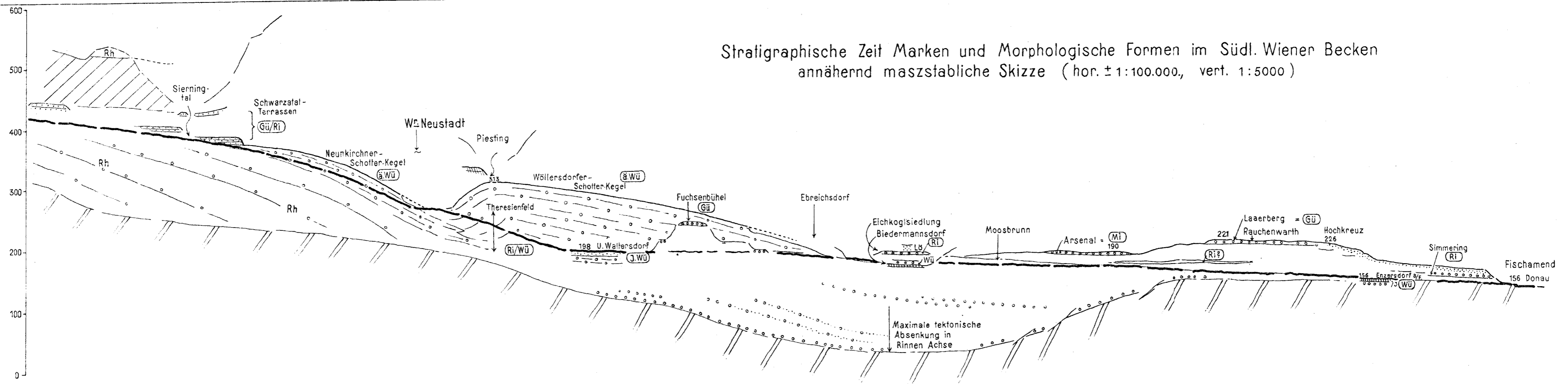
1. Bodo, F.: Säugetierknochen im Wiener Becken. Vh. GBA. 1926, S. 105.
2. Cornelius, H. P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes 1:25.000, Wien 1936.
3. Cornelius, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes (Erläuterungen zur geologischen Karte des Schneeberges 1:25.000). Jb. GBA., Sonderbd. 2, Wien 1951.
4. Gamper, J.: Diluviale Wirbeltierreste vom Gamsgebirge. Verh. GRA. 1870, S. 353.
5. Hauer, F. v.: Über ein diluviales Hirschgeweih von Pitten. Verh. GRA. 1867, S. 268, Jb. GRA. 1865, S. 397.
6. Häusler, H.: Über Windkanten am W-Rand des Neusiedler Sees. Verh. GBA. 1939, S. 185.
7. Hulesch, W.: Brunnenbohrung in Trautmannsdorf. Verh. GRA. 1869, S. 142.
8. Karrer, F.: Geologie der Hochquellenwasserleitung. Abh. GRA. 1877.
9. Karrer, F.: Lignite ganz junger Bildung im Untergrund von Baden. Vh. GRA. 1884, S. 18.
10. Kautsky, F.: Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, usw. Mitt. d. Erdbebenkommission Nr. 58, 1924.
11. Kautsky, F.: Die jungen Verbiegungen in den Ostalpen und ihr Ausdruck im Schwerebild. Sitzber. Akad. Wiss. Wien 1925, Bd. 133, 9. H.
12. Kittl, E.: Kantengeschleife aus Österreich-Ungarn. Vh. GRA. 1899, S. 443.
13. Klähn, H.: Mast. longirostris arvernensis aus Leopoldsdorf, N. Ö. Verh. GBA. 1929, S. 235.
14. Küpper, H., Papp, A., Thenius, E.: Über die stratigraphische Stellung des Rohrbacher Konglomerates. Sitzber. Akad. Wiss., Abt. I, Bd. 161, 7. H. 1952.
15. Küpper, H.: Kalk- und Quarzschotter im Pleistozän aus dem Bereich des unteren Fischatales. Anz. Akad. Wissensch. 1951, Nr. 7.
16. Küpper, H.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am W-Rand des Wiener Beckens. Jb. GBA., Bd. 94, S. 85 ff.
17. Küpper, H.: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. Mitt. Geogr. Ges., Wien 1952, S. 10.
- 17a. Küpper, H.: Uoberfläche und jüngste Tektonik im südl. Wiener Becken. Kober-Festschrift, 1953, p 376.
- 17b. Küpper, H., Papp, A., Zapfe, H.: Zur Kenntnis der Simmeringterrasse bei Fischamend. Verh. Geol. B. Anst. 1954, H. 3, p 153.
18. Lenz: Mammuthreste aus dem Diluvium bei Leobersdorf. Verh. GRA. 1872, S. 268.
19. Mayer, J.: Sollenauer Verwerfungen. Verh. GRA. 1913, S. 234.
20. Papp, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 39—41, S. 99 ff.
21. Papp, A.: Die Moluakenfauna des Pannon im Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 44, S. 85 ff.
22. Papp, A. und Thenius, E.: Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich.
- 22a. Papp, A., Thenius, E. u. a. Vösendorf—ein Lebensbild aus dem Pannon. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 40 (Sonderband).
23. Petraschek, W.: Kohlengologie der österr. Teilstaaten. I. Teil, Wien 1922/24, S. 245. Verlag f. Fachliteratur Grmbh., Wien.
24. Sonklar, K. v.: Der große Schuttkegel von Wr. Neustadt. Sitzber. Akad. Wiss., Bd. XLIII, I. Abt., 1861, S. 233.
25. Stini, J.: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. Jb. Geol. B. A. 1932, S. 75.
26. Stur, D.: Bodenbeschaffenheit der Gegenden SO von Wien. Jb. GRA. 1869, S. 481.
27. Stur, D.: Beiträge zur Kenntnis der Flora der Congerien- und Cerithien-schichten. Jb. GRA. 1867, S. 77.
- 27a. Thenius, E.: Über die Alterseinstufung der Arsenalterrasse. Mitt. Geol. Ges. Wien, 45. Bd., 1952, S. 135.
28. Troll, O. v.: El. primigenius im Löß von Kledering. Verh. GRA. 1904, S. 244.

- 28a. Toperzer, M.: Ein Beitrag zur Seismotektonik der Ostalpen. Kober-Festschrift, 1953, p 72.
 29. Vettors, H.: Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung Wiens. Wien 1910.
 30. Winkler—Hermaden, A.: Referat über Arbeit von Büdel, 1933. Verh. GBA. 1934, S. 89.

B. Physiogeographie-Hydrologie

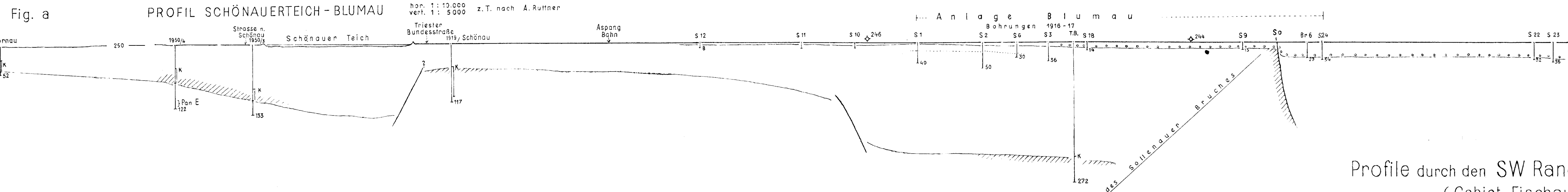
31. Bousek, R.: Das täglich periodische Steigen und Fallen des Grundwasserspiegels. Wasserwirtschaftstechnik, 1933, S. 300.
 32. Büdel, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens usw. Berliner Geogr. Arbeiten, 1933.
 33. Büdel, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung. Peterm. Mitt., Erg. Heft Nr. 229, 1937.
 34. Büdel, J.: Eiszeitmorphologie im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundschau, Bd. 34, H. 7/8, 1944, S. 509 ff.
 35. Grengg, R.: Geologie und Grundwasserversorgung unter Berücksichtigung von Blumau am Steinfeld. Ztschr. d. österr. Ing.- u. Arch. Ver., 72 Jg., H. 11.
 36. Grubinger, H.: Gespannte Grundwässer im südlichen Wiener Becken. Österr. Wasserwirtschaft, 1951.
 37. Grund, A.: Die Veränderungen der Topographie usw. Geogr. Abh. 1905.
 38. Hassinger, H.: Geomorphologische Studien usw. Geogr. Abh. 1905.
 39. Hassinger, H.: Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens. Geogr. Handb., Stuttgart 1918.
 40. Jenikowsky, F.: Wasserversorgungsanlagen in der Ostmark. Ztschr. Das Gas- und Wasserfach. 1939, H. 20.
 41. Kleb, M.: Das Wiener Neustädter Steinfeld. Geogr. Jahresber. aus Österreich, X, 1912.
 42. Koch, G. A.: Die Wasserverhältnisse von Matzendorf bei Felixdorf. Wien 1909, Selbstverlag Magistrat.
 43. Küpper, H.: Die Grundwasserverhältnisse im Schwarzatal zwischen Neunkirchen und Gloggnitz. Österr. Wasserwirtschaft, 1952, H. 4.
 43a. Küpper, H.: Charakterisierung von Wässern durch Temperaturmessungen. Österr. Wasserwirtschaft, 1954, H. 4, p 107.
 43b. Küpper, H.: Zur hydrogeologischen Situation des Wiener Beckens S der Donau. Gas-Wasser-Wärme, 1948, H. 12 (Geologie), 1949, H. 10 (Grundwasser), 1950, H. 3 (Chemismus).
 44. Stur, D.: Zur Trinkwasserfrage von Neunkirchen. Jb. GRA. 1889, S. 259.
 45. Sueß, E.: Referat der Wasserversorgungskommission, 1864.
 46. Sueß, E.: Über den Lauf der Donau C. Gerold, Wien 1863 (Sep. aus: Oesterr. Krone, Bd. IV.)

Stratigraphische Zeit Marken und Morphologische Formen im Südl. Wiener Becken annähernd maßstabliche Skizze (hor. ± 1:100.000, vert. 1:5000)

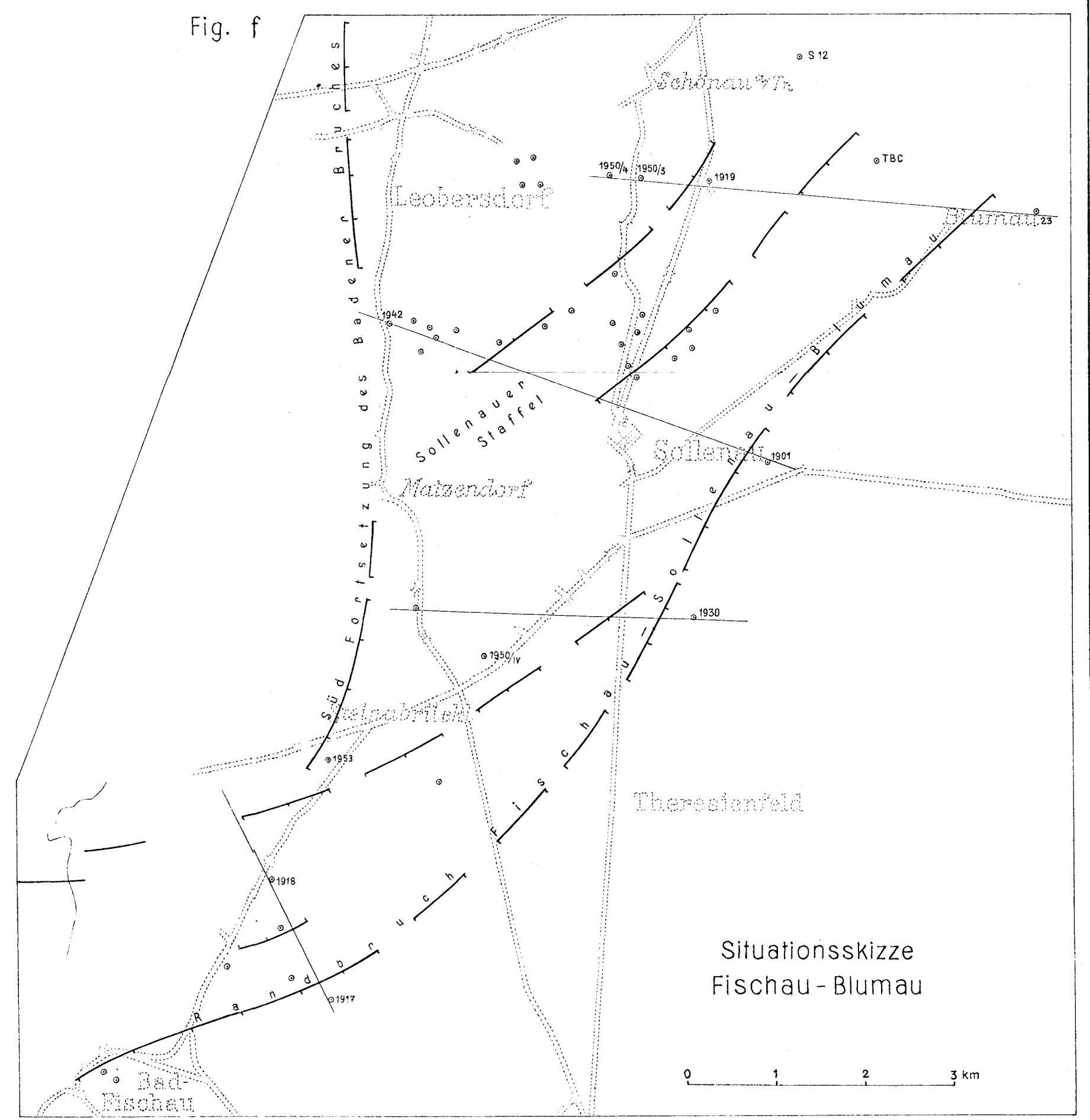
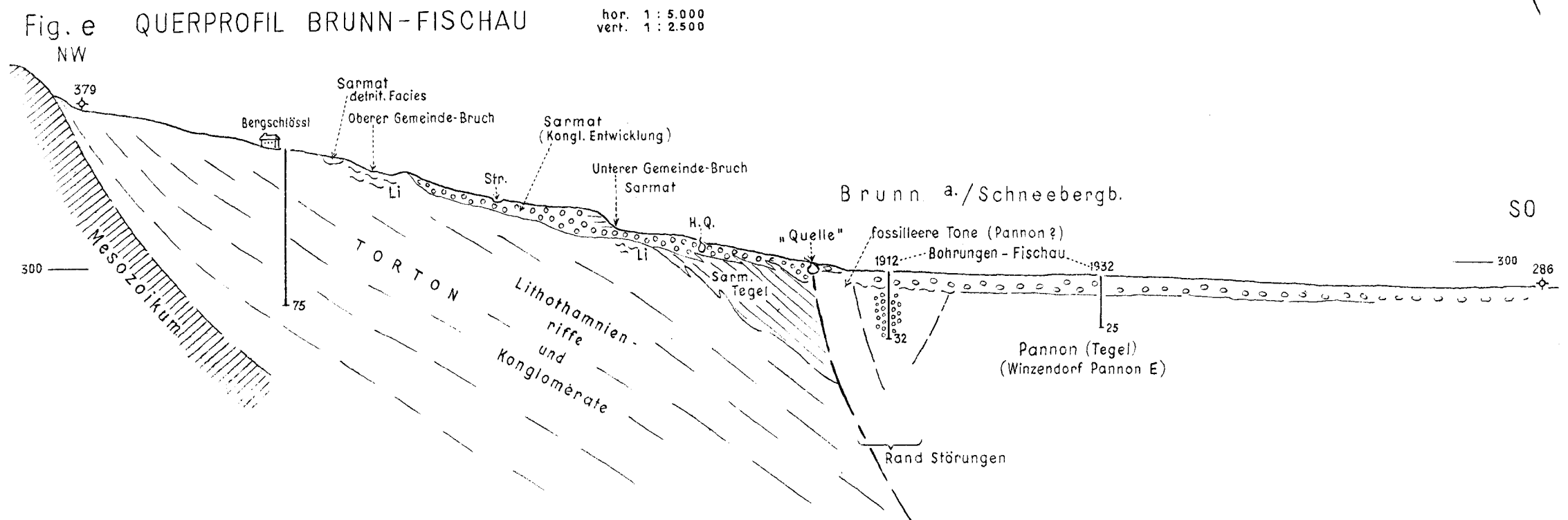
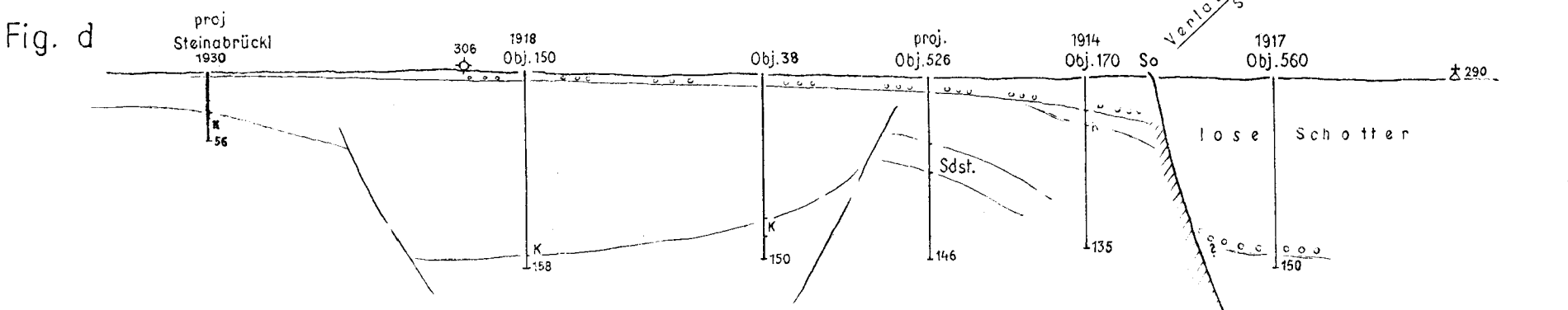
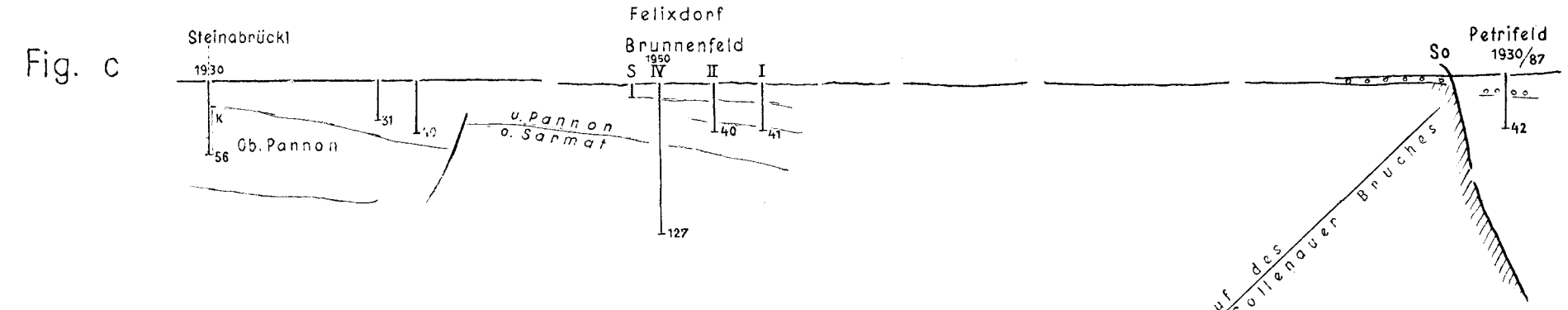
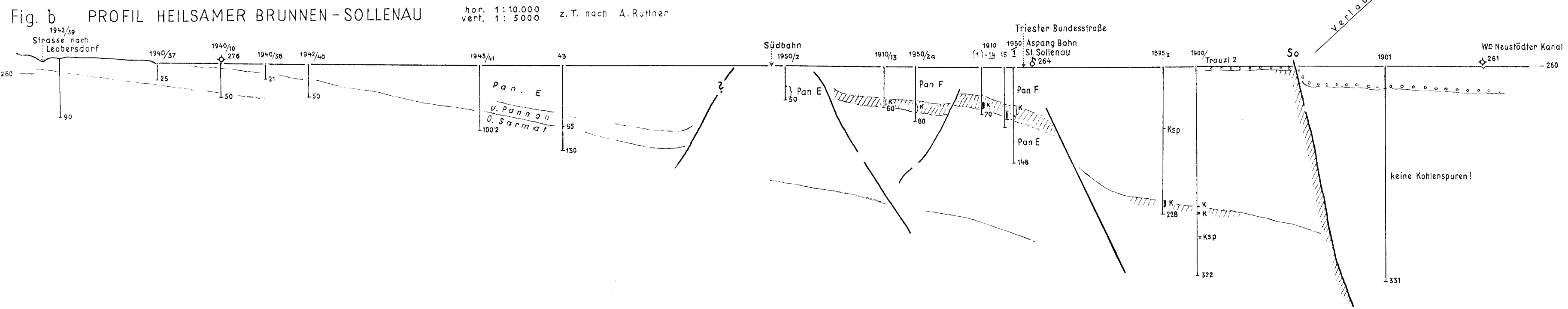


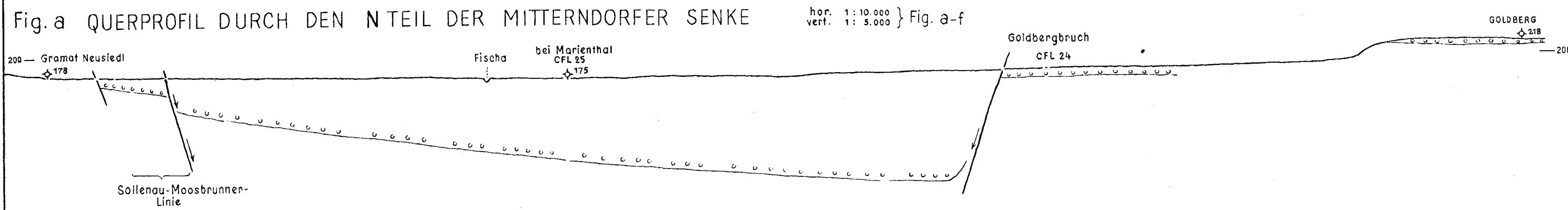
Die wichtigsten Daten, zeitlich geordnet :

HOLOZAN PLISTOZAN PLEISTOZAN PLIOZAN	Vor-Gegenwart :	Grossau : 274 m Schneckenreiche Anmoor-Böden		Baden Junge Lignite	Gumpoldskirchen 200 m Schneckenreiche Anmoor-Böden	Laxenburg : 174 m Sumpfböden auf Kalkschotter	Enzersdorf 9/2 159 m Moorböden mit Pollen auf Schotter		
	Jung-Würm :	S Wt Neustadt 290 m Erosive Zerlappung N Rand Schotterkegel	Neudörfel 270 m Kalkschotter auf Quarzschotter	Leobensdorf El. primigenius Novakmühle	Unt. Waltersdorf 198 m Feinsand auf Kalkschotter	SW Ebreichsdorf 212 m Erosive Zerlappung des Wöll. Schotterkegels	Riedenhof b. Achau 172 m Löss auf Kalkschotter mit El. primigenius	Kledering Löss mit El. primigenius	
	ält-Würm :	Neunkirchner Schotterkegel 376 - 270 m		Wöllensdorfer Schotterkegel 260 - 310 - 212		Biedermansdorf 185 m tieferreichende Kryoturballion			
	Ri/Wü Jnt. :	Ternitz 376 m Zerschneidung Schwarztal Terrassen	Mollnram Trockentäler	Neudörfel rote Tone an Basis Qu. Schotter? 210 m	Theresienfeld 0,261 m rote Tone an Basis Schotter 200 m	Himberg 180 m rot Endereste auf Kalkschotterterrasse			
	Simmering Ri-Niveau :	Stuppach - Ternitz 448 - 400 m Schwarztal Terrassen starke Verfestigung				Eichkogel Siedlung 195 m Löss Schotter Pannon	Unt. Fischatal 195-183 m Terrassenteile	Scheibner Weg 175 m Kalkschotter verfestigt	Fischamend-Reichsstrasse 174 m Löss Quarzschotter Pannon
	Mi-Arsenal Niveau :					Gramat Neusiedl Schotterinseln auf Pannon 194-199 m			
	Laaerberg Gü-Niveau :	Zertalung Rohrbacher Konglomerate			Fuchsenbühel 257 m Quarzschotter mit Kalkkomponenten Pannon	Stotzing 252 m Quarzschotter Pannon	Goldberg b. Reisenberg 248 m Quarzschotter mit Kalkkomponenten	Leopoldsdorf? 221-230 m V.G.B.A. 1929 Quarzschotter mit Kalkkomponenten Pannon	Hexenbühl-Rauchenwarther Platte
	Daz								
	Rohrbacher Konglomerate höchste Teile der Pannon-Serie (Pannon g-h)								



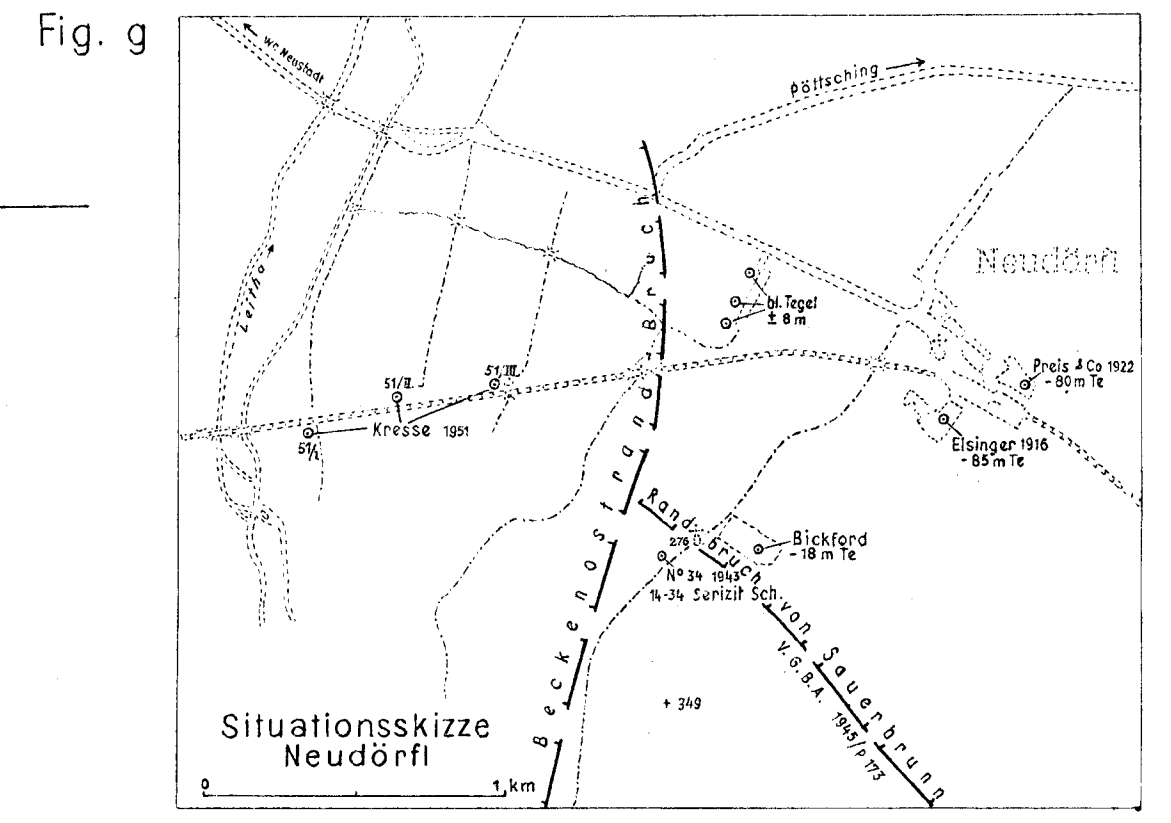
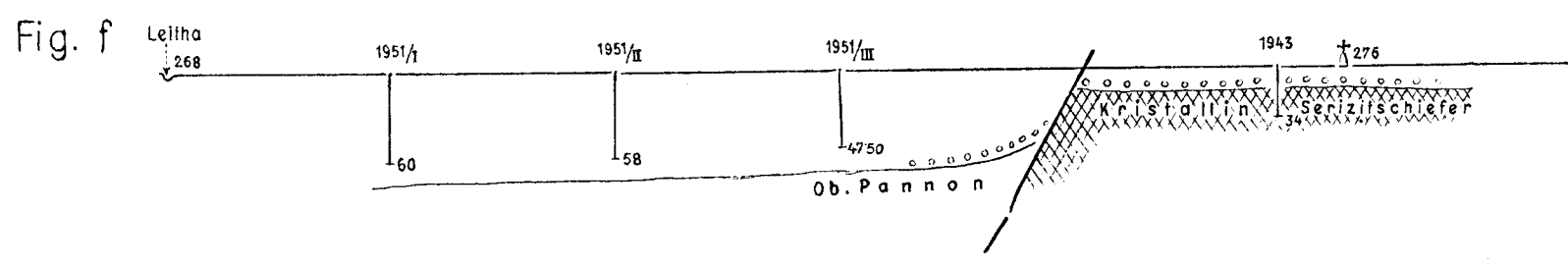
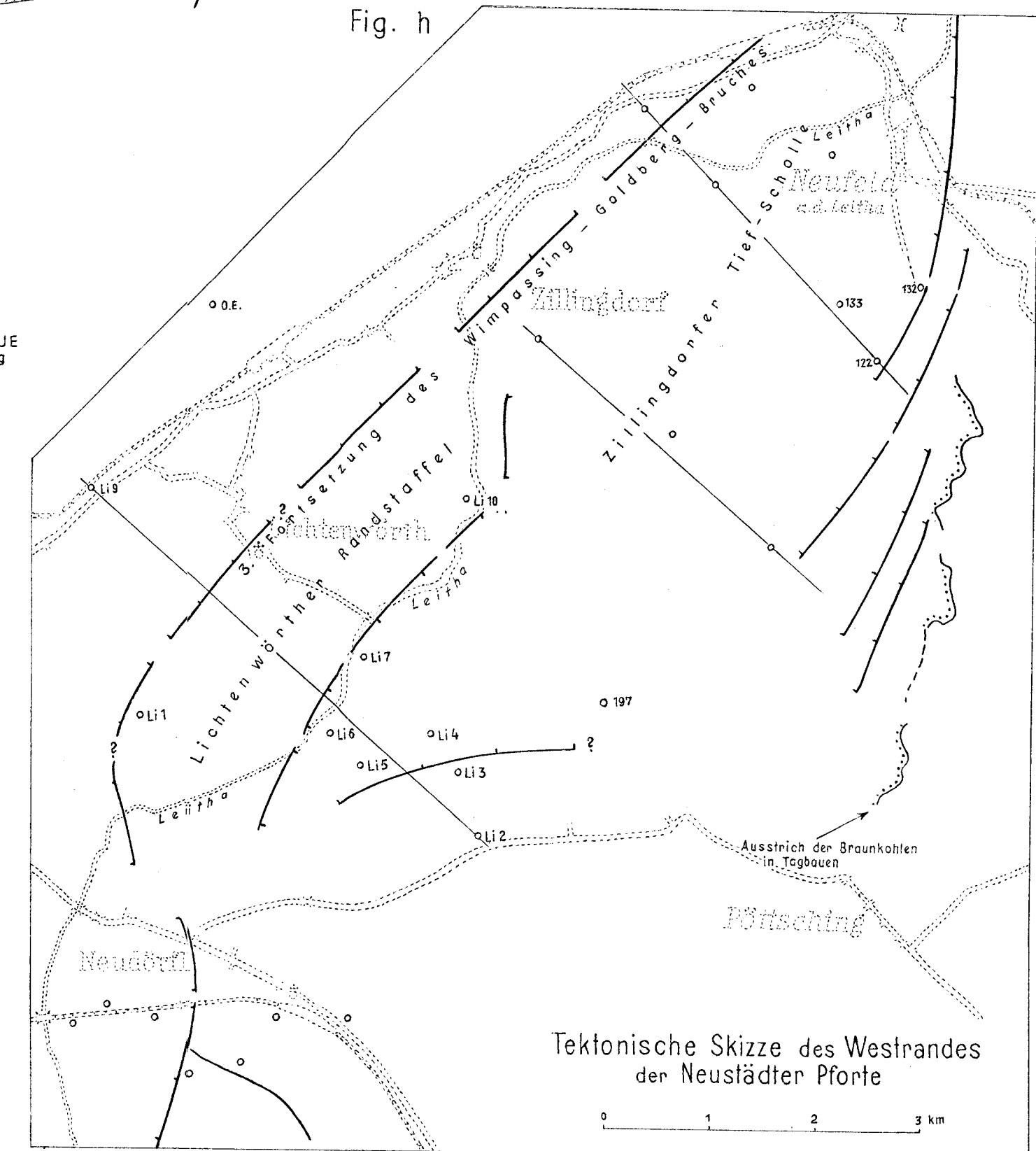
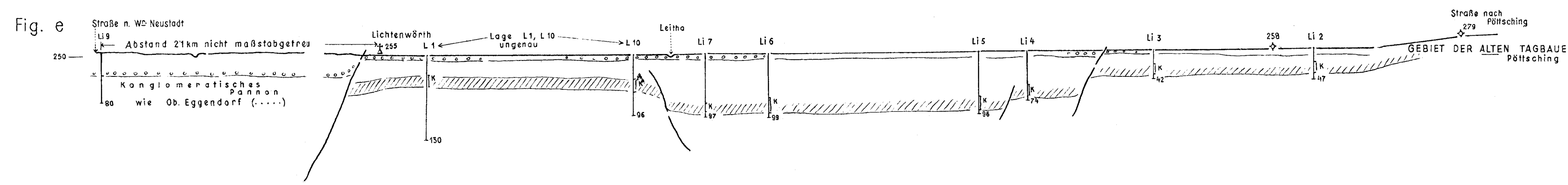
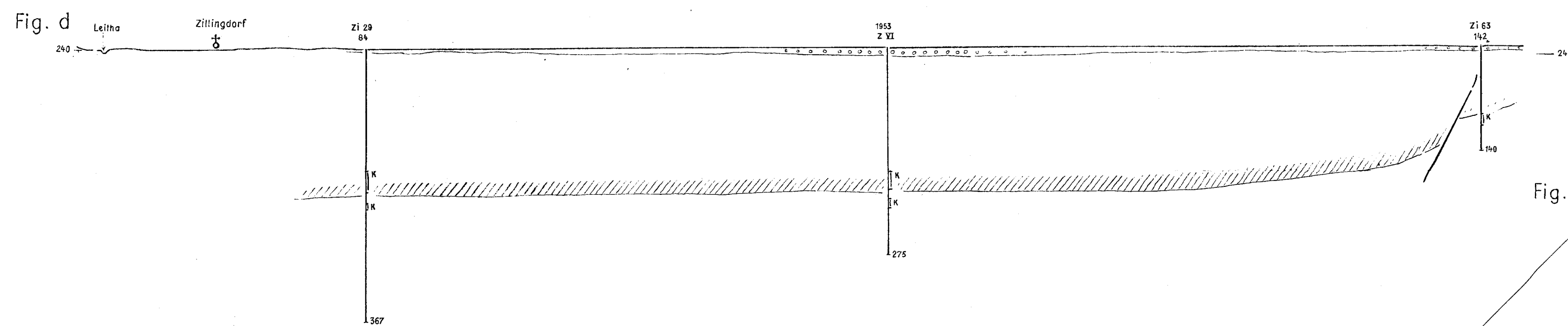
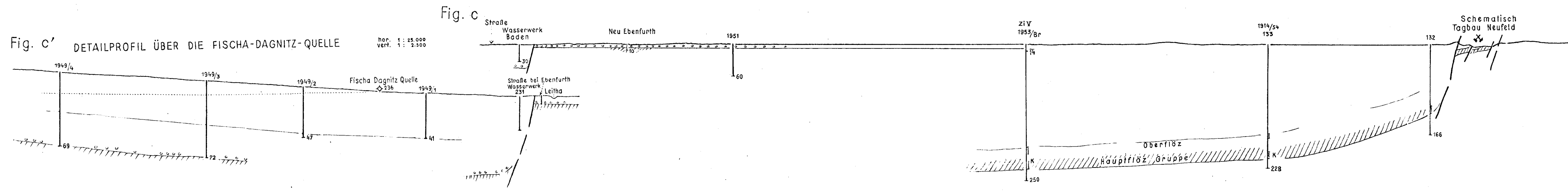
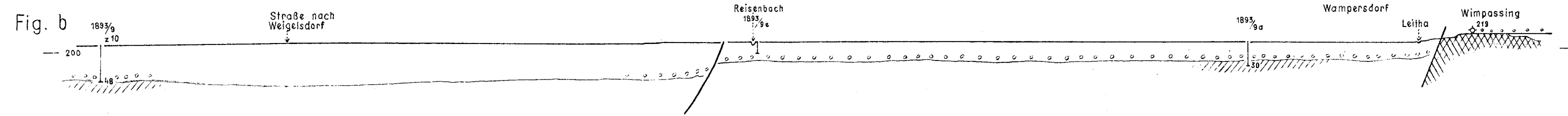
Profile durch den SW Rand der Mitterndorfer Senke (Gebiet Fischau - Blumau)





Profile durch den N Teil und Ost Rand der Mitterndorfer Senke

Fig. c, d z.T. nach A. Ruffner



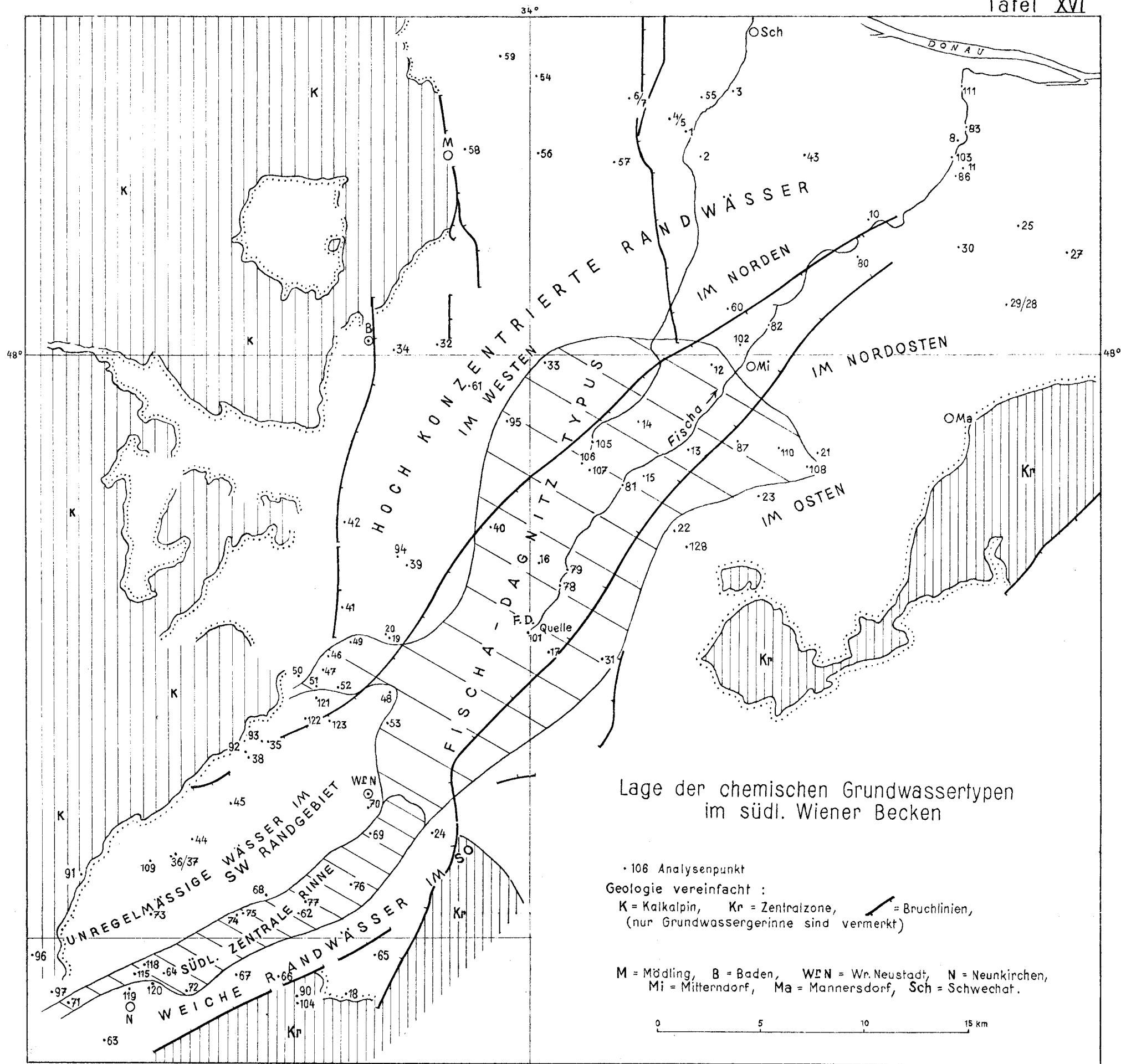


Fig. a

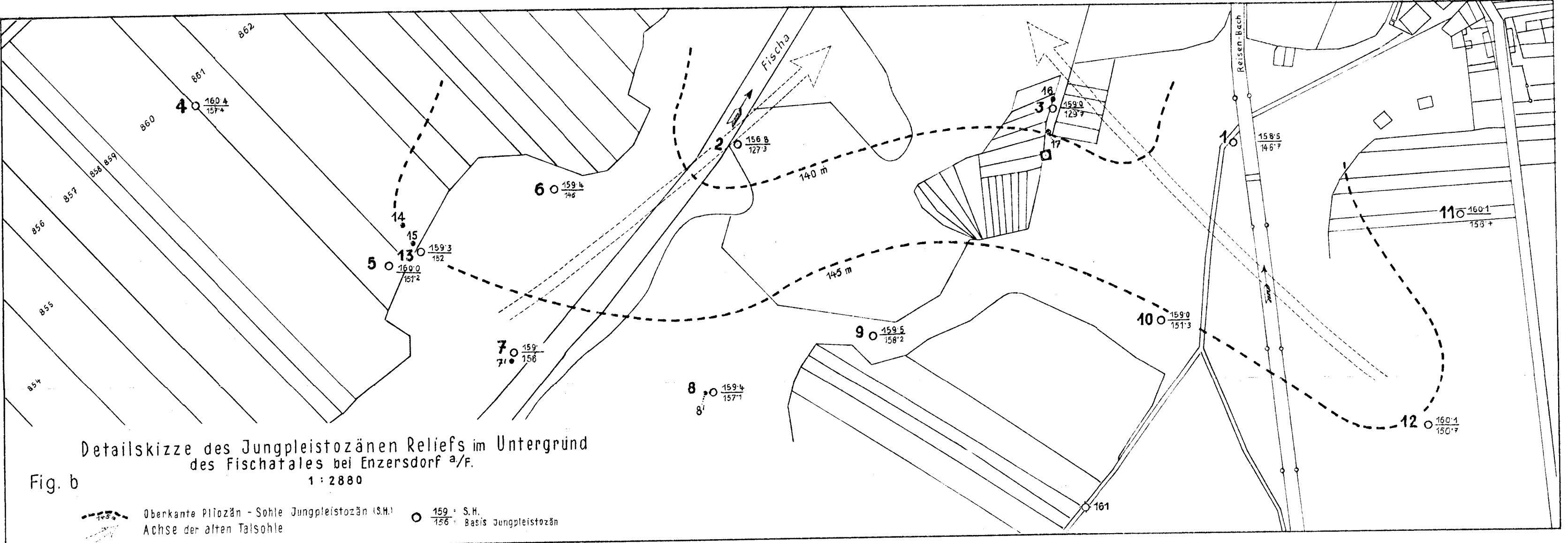
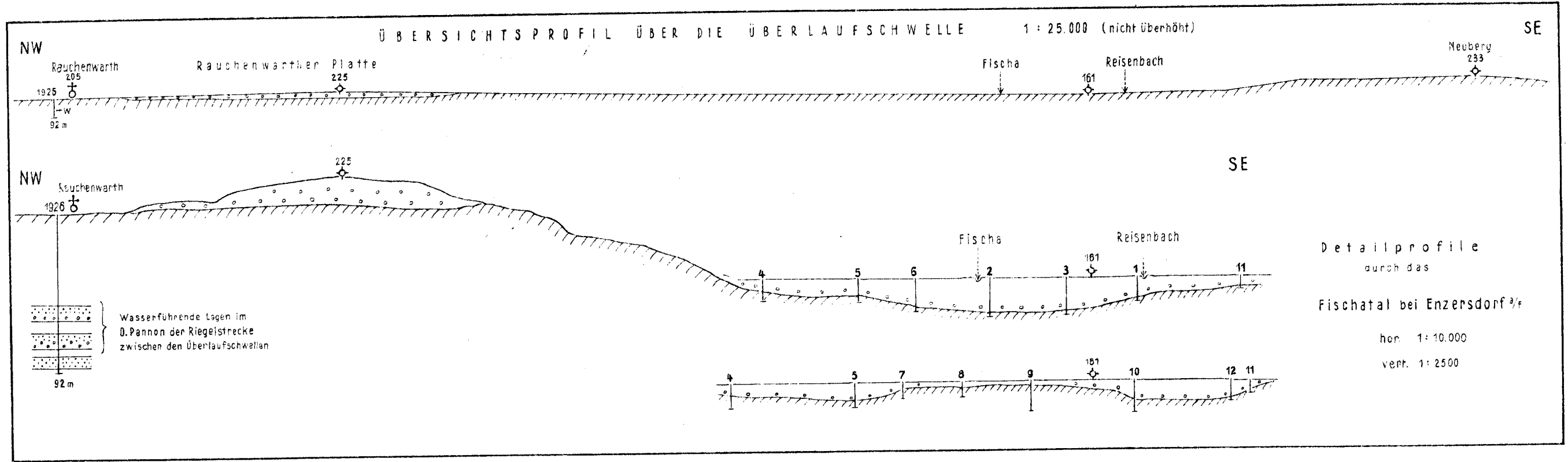


Fig. c

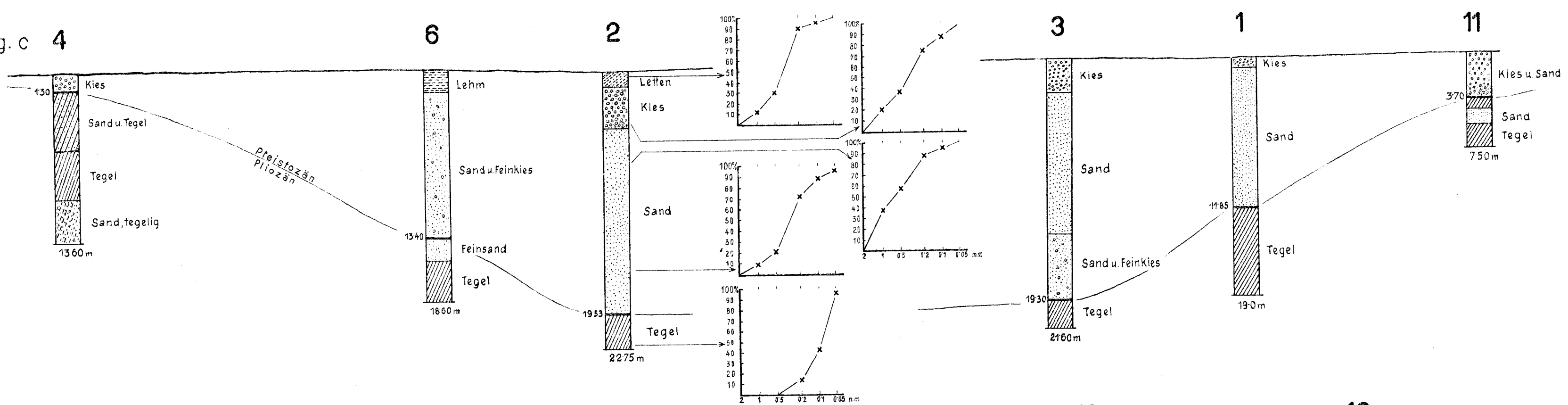
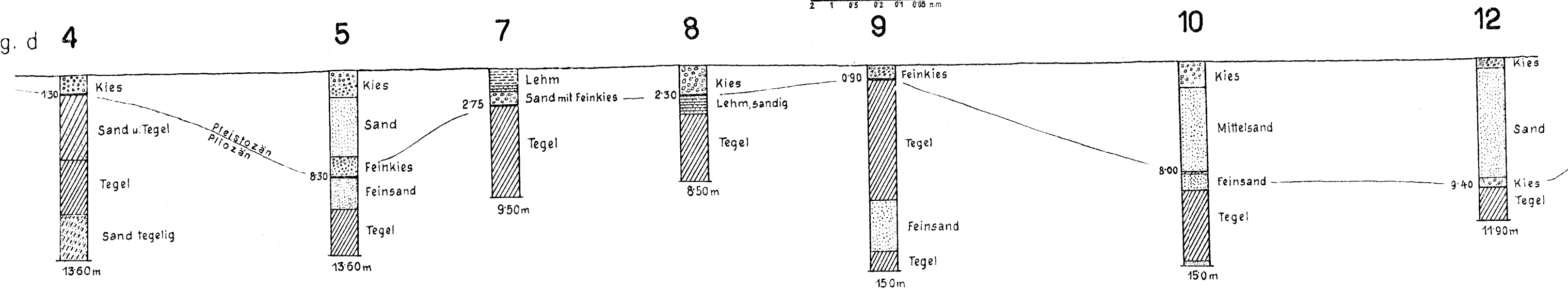


Fig. d



Vereinfachte Profildarstellung des Jungpleistozän Reliefs
1:2880
mit Angabe der Korngrößen-sortierung in Bohrung 2

Geologische Daten über den Fische - Überlauf

Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes

Von J. Fink und H. Majdan

(Mit 13 Abb. und Tafeln XVIII und XIX)

Es wurde eine Neuaufnahme der Akkumulationsterrassen des Wiener Raumes durchgeführt. Bezüglich der Verbreitung der Terrassen ist große Übereinstimmung mit älteren Aufnahmen gegeben. Die zwischen Laaerberg- und Arsenalterrasse im N der Donau eingeschaltete Zwischenterrasse, die rund 65 m über dem heutigen Donauspiegel liegt, konnte auch südlich der Donau klar nachgewiesen werden. Sie erhielt den Arbeitsbegriff „Wienerbergterrasse“. Der gut bekannte Aufschluß der Rudolfaziegelöfen liegt im Bereich dieser Terrasse, nicht wie früher angenommen wurde, im Bereich der Laaerbergterrasse.

Laaerberg-, Wienerberg- und Arsenalterrasse werden als ältere Terrassengruppe von den nachfolgenden getrennt: Die Bezeichnung „Stadt- und Simmeringer Terrasse“ wurde verworfen, da zwischen beiden ein wesentlicher Unterschied im Aufbau besteht. Die Stadterrasse wurde nicht näher untersucht, ihre mögliche Parallele mit der Gänserndorfer Terrasse aber angedeutet.

Zwischen Simmeringer Terrasse und dem Arsenalniveau wurde auch südlich der Donau eine Zwischenterrasse nachgewiesen, für die vorläufig der von nördlich der Donau stammende Arbeitsbegriff „höhere Terrasse westlich Seyring“ beibehalten wurde. Tiefer als die Simmeringer Terrasse ist die Gänserndorfer Terrasse, die in größter Verbreitung nördlich der Donau auftritt. Die tiefste ist schließlich die Praterterrasse.

Das Alter der Terrassen betreffend sind Verfasser mit anderen Autoren der Meinung, alle Akkumulationsterrassen (Laaerbergterrasse—Praterterrasse) in das Pleistozän zu stellen. Die einander gleichartige Ausbildung derselben spricht für gleiche Bildungsursachen. Ein eindeutiger morphologischer Beweis für pleistozänes Alter ist auf der Wienerbergterrasse gelungen, wo dem Schotter- bzw. Solifluktionsschuttkörper ein Aulehm aufliegt, der allmählich in alten Löß übergeht. Eine Zuordnung der meist für pliozän gehaltenen älteren Terrassen zu einer bestimmten Kaltzeit wurde nicht vorgenommen, doch wurde die Ansicht vertreten, daß sie vor dem großen Interglazial gebildet wurden. Für das noch pleistozäne Alter der Praterterrasse konnten mehrere morphologische Beweise erbracht werden: 1. Brodelboden, 2. Zerdellung der nächst höheren Gänserndorfer Terrasse. Auch bei der tieferen Terrassengruppe konnte keine einwandfreie Zuordnung zu einer bestimmten Kaltzeit erfolgen, doch wurden zwei Möglichkeiten einer solchen angedeutet. Es wird jedoch die Meinung vertreten, daß der Aufschotterung der Gänserndorfer Terrasse eine Warmzeit gefolgt sein muß, in der eine Verlehmungszone auf dieser Terrasse gebildet werden konnte, wobei diese der höchsten Verlehmungszone des niederösterreichischen Idealprofils zugeordnet werden darf. In der folgenden Kaltzeit, in der auch die Praterterrasse aufgeschottert wurde, wurde die Bodendecke durch Kryoturbationen zerstört und in diese eingewirgt. Eine Gliederung der letzten Kaltzeit scheint zwar nicht morphologisch, aber pedologisch nachweisbar.

Einleitung

Der Anlaß zur vorliegenden Arbeit war, neue quartärstratigraphische Gedankengänge auf ihre Anwendbarkeit im Wiener Raum zu prüfen. Wie selten eine Landschaft eignet sich die östlich der Wiener Pforte beginnende weite Donauniederung mit ihren Terrassen an beiden Seiten

für diesen Zweck. Die Zeit drängt, denn manche andere Quartärprobleme — so etwa die Lößstratigraphie — können nicht vorwärts getrieben werden, solange nicht Klarheit über die Gliederung der Terrassen besteht (Fink 1953, 1954). Darum haben beide Autoren ihre bisherigen Untersuchungen zusammengelegt und gemeinsam den westlichen Teil des Marchfeldes und Teile des Wiener Raumes begangen. Es besteht die Absicht, die Untersuchungen nach O und NO bis in das Marchgebiet, nach SO bis in den Brucker Raum auszudehnen, aber auch das engere Wiener Stadtgebiet auf Grund der vielen neuen Aufschlüsse, die sich bei den Neubauten ergeben, weiter zu beobachten. So bleiben manche in dieser Arbeit nur skizzenhaft beleuchtete Probleme — u. a. die Abgrenzung Löß gegen Flugsand, die Frage neuer Bodentypen, für die eingehende Laboratoriumsuntersuchungen notwendig sind — einer späteren Veröffentlichung vorbehalten.

An Karten wurden verwendet: 1. Plan von Wien 1 : 10.000, 2. Doppelblätter der Karte 1 : 25.000 des Wiener Raumes sowie 3. provisorische Ausgabe 1 : 50.000 für den weiteren Raum der Umgebung Wiens. Zur Höhenbestimmung wurden Anaeroid und Höhenkoten der alten Karte 1 : 25.000 herangezogen, die ungefähr die dreifache Zahl von Höhenangaben gegenüber der neuen Ausgabe besitzt.

Entsprechend der Vielseitigkeit der Quartärforschung wurde die Feldaufnahme auf alle morphologischen und vor allem pedologischen Beobachtungen ausgedehnt. Denn nicht so sehr die absolute Höhe eines Schotterkörpers ist für seine Zuordnung maßgebend, sondern der „Typ“ einer Terrasse, worunter die Gesamtheit der Erscheinungen (Art und Lagerung der Schotter, Spuren der Bodengefrorenis oder Solifluktion, Auflagerung rezenter und zum Teil fossiler Böden usw., verstanden sein soll. Die rein petrographische Untersuchung der Schotter wurde zurückgestellt, da diese — gemessen an dem hohen Zeitaufwand — zur Lösung der hier behandelten Probleme keinen wesentlichen Beitrag liefern dürfte. Erste Ansätze in dieser Richtung sind bereits von Exner (siehe Küpper, 1950) und Frasl (1953) gegeben worden. Da der überwiegende Teil der Donauschotter des Wiener Raumes durch Ferntransport herangebracht worden war, erübrigt sich eine Problemstellung, wie sie von Mensching (1953) für das untere Werratal angenommen wurde. Die Erhärtung der Feldaufnahmen durch einen gründlichen Vergleich mit den zahlreich vorhandenen Bohrprofilen wäre wünschenswert gewesen, ist aber deshalb unterblieben, weil Herr Dr. Grill ohnehin eine Karte der Tertiäroberkante des Marchfeldes entwirft. Für kurze Einsichtnahme in das Bohrarchiv der Geologischen Bundesanstalt sei hier bestens gedankt, vor allem aber für die vielen mündlichen Mitteilungen von Herrn Direktor Küpper und Herrn Dr. Grill.

Viel Hilfe — aber auch Gefahr der Ablenkung in eingefahrene Anschauungen — bot die reichlich vorhandene Literatur. Mit wirklicher Bewunderung stellten wir fest, wieviel an Beobachtungsmaterial, aber auch an kühnen Deutungen bereits vor Jahrzehnten zusammengetragen worden war, so daß oft unsere Geländeaufnahmen, denen wir die Bedeutung von Entdeckungen heimaßen, nur eine Bestätigung darstellten; wenn man aber bedenkt, daß unter den Forschern Namen wie Hassinger, Schaffer und andere aufscheinen, wird dies verständlich. Aber auch die derzeit

am Werke befindliche Forschergeneration hat vieles neues Material bereits gesammelt. Es war daher unser Bestreben, nach Möglichkeit die schon in der Literatur eingeführten Bezeichnungen beizubehalten. Eine Nummerierung der Terrassen — wie sie etwa von Mohr (1943) für den mährischen Raum erfolgte — lehnen wir ab, weil dadurch die Einschaltung später noch hinzukommender Einheiten unmöglich würde. Die Verwendung von Lokalnamen entspricht weit mehr dem Wesen der Typisierung, da mit einem speziellen Namen eine bestimmte Vorstellung verbunden ist. Allerdings muß ein solcher Name einer Lokalität entstammen, die die typische Ausbildung der betreffenden Einheit zeigt.

Der Raum des Wiener- und Laaerberges

(Dazu Kärtchen 2 und Profile 1 und 2)

Wiener- und Laaerberg bilden zusammen die bedeutendste Zwischental-scheide jener von den Flyschbergen gegen die Donau ziehenden Höhen¹⁾. Ihre höchsten Teile tragen eine zusammenhängende Verebnung, die am Laaerberg stark durch Dellen zerlappt ist. In zahlreichen ehemaligen Ziegelgruben und Luftschutzgräben läßt sich die Tegeloberkante mit ± 240 m fixieren, über der „Laaerbergshotter“ von durchschnittlich 3–4 m Mächtigkeit folgt.

Profil 1 führt in seinem obersten Teil durch diese Ebenheit der Laaerbergterrasse, deren Verhältnisse durch das Profil am Blauen Teich (Punkt 1) charakterisiert sind:

Die Tegeloberkante in 241 m ist durch Frosterscheinungen gering zerfranst, der zirka 3 m mächtige Schotter zeigt durchgehend bis zur Basis kryoturbate Lagerung. Er besteht überwiegend aus Quarz, ist meist handtellergroß, durch Eisenhydroxyd-überzüge rötlichbraun gefärbt und durch toniges, rotes Bindemittel — eine ehemalige Bodenbildung — verkittet. Dieses Bindemittel ist kalkfrei und hat einen Farbwert von $7\frac{1}{2}$ YR 5,5/8²⁾. Der rezente Boden ist ein aus Schotter und rotem Bindemittel bestehender Ortsboden.

Die auf Kärtchen 2 eingetragenen Punkte 2 und 3 weisen ein völlig analoges Profil auf.

In östlicher Richtung führt Profil 1 weiter durch die große Delle des Vogentales zu den zahlreichen Aufschlüssen der ehemaligen Rudolfsziegelöfen (Löwy-Ziegelei), deren SO-schauende Wände bereits Küpper (1952, Abb. 1) in einer Skizze festgehalten hat. Diese Skizze ist heute von großem Wert, da die Zuschüttung einen Teil der Profilwände bereits verhüllt: der blaue pannone Tegel (Schicht 1 bei Küpper, a auf unserer Abb. 1)

¹⁾ Vgl. Hassinger (1946, Abb. 5).

²⁾ Die Farbwertbestimmung wurde nach den Farbtafeln der Munsell Color Company, Inc., gebräuchlich bei der amerikanischen Bodenkartierung, durchgeführt.

Die Farbtafeln bauen darauf auf, daß die für Böden in Betracht kommenden Spektralfarben rot, orange, gelb in einer Reihe vom Intensiv-Rot bis zum Intensiv-Gelb zusammengefaßt sind. Jede Spektralfarbe ist in zehn Stufen geteilt, wobei Intensiv-Rot 5 R (red), Intensiv-Orange 5 YR (yellowred) und Intensiv-Gelb 5 Y (yellow) besitzt. 10 YR ist dann gleich 0 Y. Außerdem ist in Helligkeitswert und Farbtintensität unterschieden, die mit den vor und nach dem Querstrich stehenden Ziffern bezeichnet werden. 6/4 ist z. B. heller (weniger Schwarz) und weniger intensiv (farbig) als 5/5, das dunkler, aber in der Farbe kräftiger ist. Die Verwendung der Farbtafeln in der Feldgeologie würde in vielen Fällen günstiger sein als die bisher gepflogene Methode der stark subjektiven Beschreibung.

ist nur an einer kleinen Stelle aufgeschlossen und der grau gelbe, fossilere pannone Sand, der plattige Sandsteinkonkretionen führt (Schicht 2 bei Küpper, b unserer Abbildung) ist zur Hälfte verdeckt. Im Vordergrund der Küpperschen sowie unserer Abb. 1 zieht von links nach rechts die Tiefenlinie des Vogentales. Unsere Abbildung entspricht ungefähr dem mittleren Teil der Küpperschen Skizze, auf Kärtchen 2 dem Punkt 4.

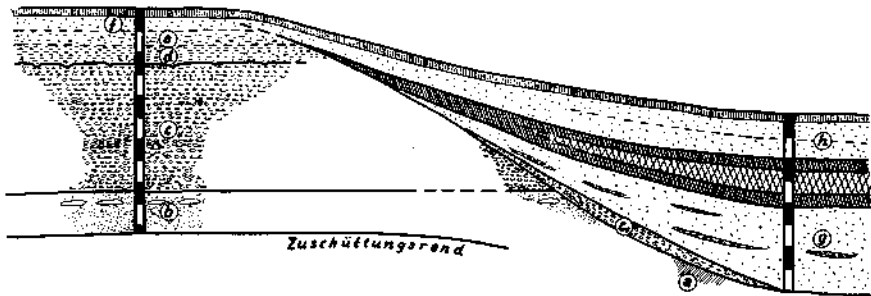


Abb. 1. Schematischer Schnitt durch den Terrassenrand in den Rudolfsziegelöfen (Laaerberg). Erklärung im Text

Linke Meterskala: Über dem Tertiär (1 und 2 bei Küpper) folgt der rund 6 m mächtige Schotterkörper (3 bei Küpper, c bei uns). Horizontale Lagen von unverfärbtem Schotter wechseln mit rötlichbraun verfarbtem ab. Zwischen dem Schotter, der durchgehend etwas feiner ist als der von der Höhe des Laaerberges, liegen Kies und Sand, verkittende Bodenreste fehlen vollständig. Ebenso fehlt eine durchgehende Kryoturbation, lediglich die Oberkante des Schotterkörpers ist etwas frostgestaucht: In flachkegeligen, maximal 0-3 m tiefen „Keilen“ liegt ein zum Teil aus reinem Kalkschluff bestehender Aulehm, der hangend in eine geschlossene, äußerst typisch ausgebildete Aulehmdecke (4 bei Küpper, d bei uns) übergeht. Diese hat auffallend starke Bestege an den Vertikalklüften (siehe auch Küppers Beschreibung) und geht nach oben allmählich in Löss über, wobei dieser Übergang (e) am Markanterwerden des Lössgefüges und der Lössfarbe gut erkennbar ist. Im Löss (f) sind stellenweise solifluidal Kiesel eingebettet. Es ist nicht feststellbar, ob der rezente Boden dem allmählich aus dem Aulehm emporgewachsenen und somit sehr alten Löss entstammt oder einem jüngeren, der als dünne Kappe vielleicht darübergeweht und dann völlig zu Boden umgeprägt wurde.

Die gleiche Schichtfolge ist an mehreren Stellen der N-schauenden Wände der Rudolfsziegelöfen aufgeschlossenen (Punkt 5, Kärtchen 2). Der Erosionsrand der Terrasse ist allerdings nur an der in Abb. 1 festgehaltenen Stelle sichtbar.

Rechte Meterskala: Der fossile Boden, der gegen den Erosionsrand zu auskeilt, streicht nicht zwischen Schotter- und Aulehmdecke ein, sondern kappt auch das Aulehmpaket. Es ist nicht genau feststellbar, ob der basale Löss (g) auch noch den Löss (f) kappt, aber anzunehmen, da zwischen der Ablagerung beider der Erosionsrand der Terrasse geschaffen worden war. Den unmittelbaren Erosionsrand begleiten vom Schotterkörper (c) herabstreichende Lagen (c_1), die zum Teil auch noch als Linsen im basalen Löss (g) eingebettet sind. Diesem unter dem fossilen Bodenkomplex liegenden Löss werden die von Sieber (1949) determinierten Knochenreste zugeschrieben. Der ganze Löss (g) ist sehr stark solifluidal, zum Teil sogar schon erosiv gestört und es kann angenommen werden, daß mit Schotter und Kiesen auch Knochenreste (deren primäre Lagerstätte nicht mehr feststellbar ist) eingelagert wurden. Es braucht deshalb nicht der Löss, wohl aber kann die Säugetierfauna einem Mindel-Interstadial entsprechen, das etwas älter als „Hundsheim“ wäre, welches in das große Interglazial fällt. Der darüberliegende fossile Bodenkomplex könnte weiterhin — entsprechend Papp und Thenius (1949) — dem großen Interglazial gleichgesetzt werden. Ein exakter bodenkundlicher Beweis für dieses Alter kann nicht gegeben werden.

Abb. 2 gibt einen Querschnitt durch den fossilen Bodenkomplex, der hier eine starke Differenzierung aufweist, so daß zumindest drei Abschnitte unterschieden werden können:

durch die Zwischenschicht getrennt, liegt basal eine dunklere und hangend eine besonders stark gefärbte Verlehmungszone.

Gegen O, vom Erosionsabfall der Terrasse weg, streicht der fossile Boden (wieder stark an Mächtigkeit verlierend) allmählich aus. Der hangende Löß (h) ist völlig ungestört und typisch, seine in Abb. 2 festgehaltene Zweigliederung ist in der Profilwand nur schwach zu erkennen.

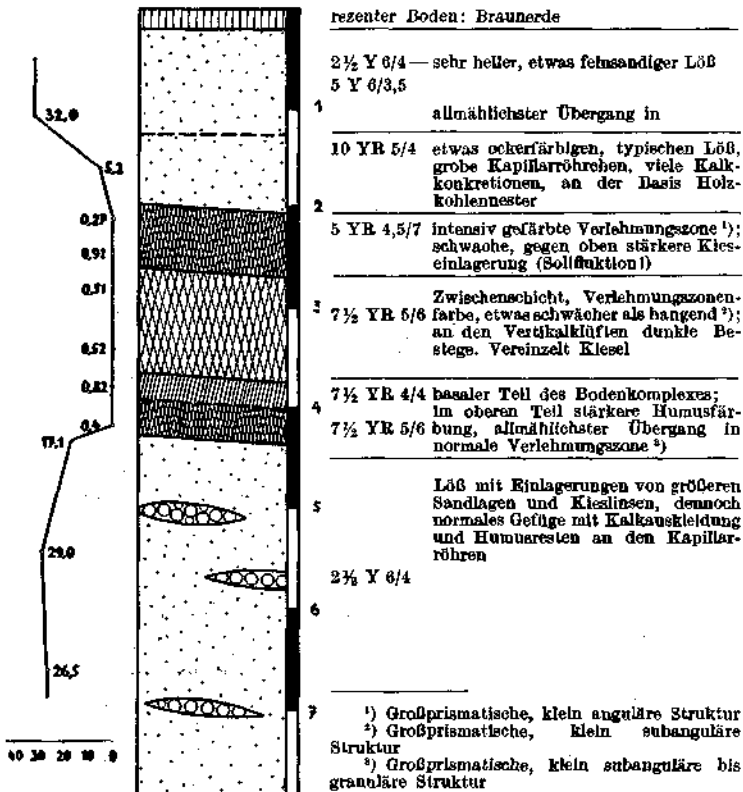


Abb. 2. Profil durch den fossilen Bodenkomplex der Rudolfsziegelöfen; siehe rechte Meterskala Abb. 1

Löss und fossiler Bodenkomplex sind dem Erosionsrand der Terrasse angeschmiegt — eine fast immer zu beobachtende Lagerung — und verhüllen so den Schotterkörper der nächst tieferen Terrasse. Am Ausgang der Rudolfsziegelöfen gegen N werden einzelne Schotter sichtbar, die aber nicht mit Bestimmtheit einem geschlossenen Schotterkörper (Arsenalterrasse) zugerechnet werden können, da sie auch durch die Delle herabtransportiert sein können.

Der mächtige, mehrgliederte Bodenkomplex, der ebenso wie der basale Löß Spuren der Solifluktion aufweist, kann weder dem „Stillfrieder Komplex“ (Fink, 1954), noch der „Kremser Bodenbildung“ gleichgesetzt werden¹⁾. Allein die Farbwerte sind viel zu intensiv. Sie gehen (siehe

¹⁾ Es wird dann von „Komplex“ gesprochen, wenn mehrere genetisch nicht zusammengehörende Landoberflächenbildungen übereinander vorkommen, die scheinbar eine Einheit bilden.

Text zu Abb. 2) im obersten Teil des Komplexes bis 5 YR, d. h. bis zur Mitte der Spektralfarbe orange, während sie in normalen Verlehmungszonen (so etwa der des Stillfrieder Komplexes) auf der Farbtafel $7\frac{1}{2}$ YR, mitunter sogar auf 10 YR liegen. Ferner ist die Struktur eine andere als etwa beim Stillfrieder Komplex; letztere weist meist noch das Lößgefüge auf, während hier starke prismatische Absonderung vorliegt²⁾. Eine genaue Altersbestimmung lassen diese rein morphologischen Kriterien selbstverständlich nicht zu, sind aber im heutigen Stadium der Differenzierungsmöglichkeit fossiler Böden ein Anhaltspunkt.

Im Gegensatz zu Kümel (1936) sind wir nicht in der Lage, die anderen innerhalb der Rudolfsziegelöfen auftretenden Bodenbildungen für eine Auswertung heranzuziehen. Diese sind ein in der Dellenmitte angereichertes Material, der Krumenabtrag von alten Böden der Höhe des Laaerberges, gänzlich allochthon (Kolluvium) und daher völlig untypisch. Leider hat auch Lais (1951) diese Zusammenschwemmung der „Paudorfer Verlehmungszone“ zugeordnet, wofür kein Anhaltspunkt besteht.

Unabhängig von der Einmaligkeit der Erhaltung des sicher sehr alten fossilen Bodenkomplexes sind auch sonst in den Rudolfsziegelöfen gänzlich andere Verhältnisse als auf der (nächst höheren) Laaerbergtterrasse, die in der Exkursionsbeschreibung anlässlich des INQUA-Kongresses 1936 (Hassinger, Kümel, 1938) nicht berücksichtigt wurden. Der Schotter — ohne Froststaubung und Bindemittel wie auf der Laaerbergtterrasse — liegt hier horizontal. Bereits Schaffer (1902, S. 329) hat beschrieben, daß „in den Rudolfsziegelöfen die roten Schotter gegen unten in lichtgelben, gebankten, mit Sand vermischten und durch sandige Zwischenlagen unterbrochenen Schotter übergehen“ und daß dieser Schotter „mit seinen typischen Eigentümlichkeiten von Flußschottern — wie falsche Schichtung usw. — sehr an die Arsenalshotter gemahnt“. Der den Schotterkörper abschließende Aulehm (+ Übergang in Löß) ist ein den beiden angrenzenden Terrassen fehlendes Substrat; er ist im Wiener Raum sehr selten und nur auf der Praterterrasse in größerer Mächtigkeit anzutreffen.

Der Tegelsockel der Laaerbergtterrasse liegt bei 240 m, der der Arsenalterrasse bei ± 190 m, jener in den Rudolfsziegelöfen aufgeschlossenen Terrasse dagegen bei 210 m. Es liegt hier somit eine eigene Terrasse vor. Von anderen Teilen des Stadtgebietes hat sie Hassinger (1905) bereits beschrieben (siehe unten), auch Küpper (1952) erwähnt ein „durchaus mögliches Zwischenelement“. Der von Küpper als Sockel der Laaerbergtterrasse gedeutete Ausbiß entlang der Linie Amalienbad—Quellenstraße—Matzleinsdorfer Frachtenbahnhof wird von uns dem in den Rudolfsziegelöfen gleichgestellt und markiert so den Verlauf der zwischen den beiden altbekanntesten Terrassen liegenden Ebenheit.

An mehreren Stellen des X. Bezirkes ist diese „Zwischenterrasse“ teils deutlich, teils sehr verwischt, aufgeschlossen: Der Sportplatz westlich der Laaerstraße (Speedwayplatz) liegt auf dieser Ebenheit, ebenso die St. Antons-Kirche. Die (schwache) Treppung der vom Reumannplatz (Amalienhad) gegen S ansteigenden Straßen geht auf sie zurück. Im

²⁾ Die Strukturbezeichnung (Abb. 2 und ff.) sind ebenfalls den bei der amerikanischen Bodenkartierung verwendeten entnommen. Es wird in drei große Gruppen unterschieden: plattig, prismatisch und (in irgendeiner Form) sphärisch. Vielfach kommt es vor, daß die Großstruktur anders als die Form der kleinen Aggregate ist (z. B. Abb. 2).

Abfall südlich des Matzleinsdorfer Frachtenbahnhofes liegen mehrere kleinere Aufschlüsse, darunter Punkt 6, die den Rand dieser Zwischenterrasse markieren:

Die Oberkante des Tegels befindet sich bei 207 m, im Tegel liegt rund 5 m tiefer eine 0.5 m mächtige, fossilführende Sandlage (Fossilbestimmung muß erst erfolgen). Über dem Tegel liegt 0.2 m hellbrauner (tertiärer) Sand, darüber 1.5—2 m Schotter, der überwiegend aus Quarz-, vereinzelt auch Flyschgeröllen besteht und durch braunes, toniges Bindemittel stark verkittet ist.

Der Schotter ist kryoturbat gelagert und auch der braune Sand zum Teil miteinander bezogen. Die Grenze Tertiär—Schotter ist 20° N geneigt. Über dem Schotter liegt rezenter Schutt.

Hier ist bereits der Erosionsrand erreicht, daher die schiefe Anlagerungsfläche und die geringe Mächtigkeit des Schotterpaketes. Hassinger (1905, S. 98) beobachtete in diesem Raum „Lappen von Laaerbergsschotter“, die schon diesem (neuen) Terrassenniveau zuzurechnen wären. „Es sei durchaus kein von der Höhe (des Wienerberges) herabgespültes, sondern in festen Bänken anstehendes Material.“ In unserem Fall scheint die mangelnde Verfestigung durch die Erosionsrandlage bedingt.

Auch westlich der Spinnerin am Kreuz bis zur Tonwarenfabrik ist die Verflachung der „Zwischenterrasse“ zu erkennen. Die Triester Straße selbst zeigt sie im Verlauf ab Spinnerin am Kreuz nach S. Der Terrassenrand liegt in der Höhe der beiden links und rechts der Straße befindlichen Ziegelgruben. Punkt 7 gibt das Profil westlich, Punkt 8 jenes östlich der Straße an den Abbauwänden der Ziegelgruben an; bezüglich Punkt 7 siehe Abb. 3:

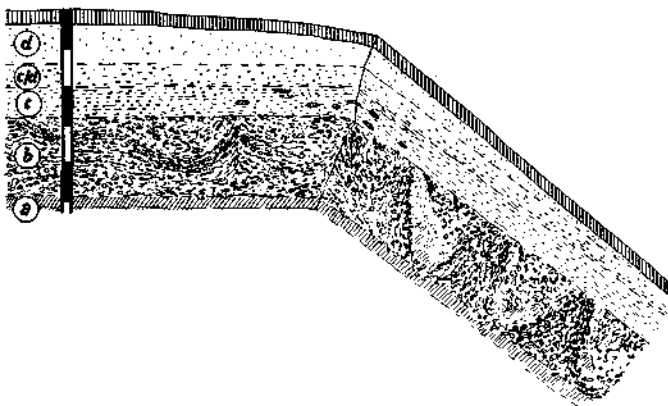


Abb 3. NO-Ecke Ziegelgrube Wienerberg (Punkt 7)

Im westlichen Aufschluß (Punkt 7) liegt die Tegeloberkante (a) bei 210 m. Innerhalb des Tegels ist ein braungefärbter hangender und ein dunkelblauer liegender zu erkennen, deren Grenze fällt mit einer tieferen Abbauschle zusammen. Die Abbauschle, auf der das Profil der Abb. 3 aufsitzt, dient lediglich der Entfernung des für die Ziegelgewinnung wertlosen Materials.

Auf dem braunen Tegel sitzt ein zirka 2 m mächtiges Schuttband (b) auf, das zu 90% aus Flyschmaterial besteht, den Rest bilden kalkalpines Material und ganz vereinzelt Quarzgerölle. Letztere sind (unverfärbt und) deutlich gerollt, während das

Übrige nur eine ganz geringe Kantenabschleifung aufweist. Durchschnittliche Größe des Schuttes 5—10 cm, nur wenige Stücke darüber. Mit Ausnahme einer kleinen, durch Eisenhydroxyd verfärbten Lage ist der Schutt unverfärbt. Das Schuttband ist durchgehend kryoturbar gelagert. Besonders stark in dem parallel zur Triester Straße verlaufenden Teil des Aufschlusses (dem zum Beschauer ziehenden Teil der Abb. 3), wo auch noch die Tegeloberkante deutlich in die Kryoturbation einbezogen ist und wo innerhalb des Schuttbandes tiefe Taschen mit Tegel und Schluffmaterial gefüllt sind. Im übrigen Teil ist die Stauchung nur so stark, daß der primär horizontal abgelagerte Schutt steil gestellt ist. Das Schuttband hebt sich ganz wenig gegen S heraus und verschmälert sich dabei, so daß seine Oberkante horizontal bleibt.

Hangend — besonders in der Ecke gut aufgeschlossen — folgt ein zirka 0.8 m mächtiges Aulehmpaket, das von zahlreichen Kalkmehlnestern durchsetzt ist (siehe Abb. 3, c). Der Aulehm hat nur eine leichte Wellung, ist in kleinen Keilen in das Schuttband eingetieft und geht nach oben allmählich in untypischen Löß über (d), wobei eine zirka 0.6 m mächtige Übergangszone (c/d) zu beobachten ist.

Punkt 8 liegt am W-Ende der großen, östlich der Triester Straße liegenden Abbauwand. Das Profil ist im wesentlichen eine Fortsetzung des oben beschriebenen Aufschlusses: Basal liegt wieder der blaue, über ihm der braune Tegel, der 0.5 m unter der Oberkante eine dünnplattige, konkretionäre Sandsteinlage besitzt. Der Sandstein ist petrographisch von einem Teil des Schuttmaterials nicht zu unterscheiden, könnte vielleicht im westlichen Profil mit aufgearbeitet und so in dem Schuttband eingelagert sein; denn die Sandsteinlage fehlt im westlichen Profil. Über dem Tegel folgt wieder das Schuttband, das gegen O schmaler wird, drüber wieder Aulehm, der den Übergang in Löß zeigt. Wie in den Rudolfziegelöfen ist auch hier das Markanterwerden von Lößgefüge und -farbe sehr deutlich. Die Kryoturbationen des Schuttbandes sind hier nicht mehr so markant, hingegen liegt der Aulehm in tieferen Eiskeilen dem Schuttband auf.

Das Schuttmaterial entspricht in Größe und Form dem, was allgemein als „Plattelschotter“ bezeichnet wird (vgl. Küpper, 1952, S. 23, für die Stadtterrasse). Dieser Plattelschotter ist der von den Bächen herabtransportierte Denudationsschutt des nahen Wiener Waldes, hat deshalb nur eine ganz geringe Kantenrundung, ist unverfärbt, weil er in einer Kaltzeit des Pleistozäns gebildet und verlagert wurde. Fuchs (1873) hat solche Bildungen „Lokalschotter“ bezeichnet und damit treffend die ortsnahe Herkunft charakterisiert. Dieser Schutt konnte zu allen Kaltzeiten des Quartärs über die Terrassen der Donau gestreut und zum Teil auch in die Donauschotter eingemischt werden.

Somit ermöglicht der in Abb. 3 dargestellte Aufschluß eine eindeutige Altersstellung. Selbst wenn der Denudationsschutt nicht als solcher, sondern als normales, fluviatiles Material einer früheren Liesing aufgefaßt würde, bleibt immer noch die Tatsache der Kryoturbation des Schuttbandes. Und würde man einwenden, daß diese Kryoturbation erst in späterer Zeit entstanden sein könnte, so muß dem entgegengehalten werden, daß die Aulehmdecke die Froststauchungszone hangend abschließt und nur einer Zeit entstammen kann, in der die Erosionsbasis in der Höhe des Schuttbandes lag. Außerdem geht die Aulehmdecke hangend in Löß über, kann somit ebenso wie das Schuttband nur pleistozän sein. Es ist dies der erste absolut sichere Beweis für das quartäre Alter dieser zwischen Laaerberg- und Arsenalterrasse liegenden Ebenheit. Hassinger (1905, S. 97) hat diese bereits erkannt (siehe oben), ihr aber keinen Namen gegeben:

„Es stellt sich aber nun heraus, daß im Stadtgebiet von Wien noch eine ... Terrasse vorhanden gewesen sein muß, welche tiefer lag und jünger ist als die vom Laaerberg, aber die Arsenalterrasse überragt. Am Bismarherggehänge tritt sie in 220—215 m Seehöhe auf. Sie scheint, wie

dies ja bei Stromterrassen häufig der Fall ist, durch den später im tieferen Niveau erodierenden Fluß zerstört worden zu sein. An den Zuflüssen der Donau läßt sie sich aber noch wohl erkennen.“

Interessant ist, daß die Wienerbergterrasse von verschiedenen Räumen, nicht aber von den gut bekannten Rudolfsziegelöfen beschrieben wurde. Der von Hassinger (1905) geprägte Begriff „Höbersdorfer Terrasse“ nach dem kleinen Ort nördlich Stockerau wurde von Verfassern nicht übernommen, weil ihnen die Verhältnisse dieser Lokalität zu wenig bekannt sind, vor allem aber deshalb, weil Hassinger selbst wohl die zwischen Laaerberg- und Arsenalterrasse liegende Ebenheit der Höbersdorfer Terrasse gleichsetzt, ohne aber direkt den Namen zu übernehmen.

Wie im Nachwort noch angeführt wird, hat auch Lichtenecker (1931) bereits diese Terrasse als eigene Einheit erkannt und „Goldbergniveau“ bezeichnet. Das Goldbergl liegt südwestlich Petronell als markante Erhebung, die auf ihm liegende höchste Flur ist ebenfalls 60—65 m über dem heutigen Donauspiegel. Verfasser behalten diese Benennung im Auge, halten es aber, wie im Fall der „Höbersdorfer Terrasse“, für verfrüht, aus einem noch nicht neu kartierten Raum den Namen zu entnehmen.

Da am Wienerberg (Punkte 7 und 8) der Beweis für das pleistozäne Alter erbracht werden konnte, wollen Verfasser vorläufig den Arbeitsbegriff Wienerbergterrasse vorschlagen, obwohl die höchsten Teile des Wienerberges dem Laaerbergniveau angehören und jeweils nur diese zur Namensgebung herangezogen werden sollten.

Sowohl den Rudolfsziegelöfen als auch den Aufschlüssen an der Triester Straße ist gemeinsam, daß der Schotter(bzw. Schutt)körper unmittelbar von einer Aulehmdecke abgeschlossen wird. Dadurch konnte keine durchgehende Rotfärbung der Schotter (bzw. des Schuttes) einsetzen, was die Terrasse in ihrem Typ deutlich von der Laaerberg- und auch Arsenalterrasse unterscheidbar macht. Sofern die Schotter in den Rudolfsziegelöfen verfräht sind, sind sie vermutlich umgelagerte Laaerbergsschotter, treten daher nur lagenförmig im Schotterpaket auf.

Der Wechsel zwischen Schotter und Schutt im Bereich des Wiener- und Laaerberges vollzieht sich allmählich. Gegen W nimmt der Schutt zu, auf der der Donau zugewandten Seite (Rudolfsziegelöfen) ist praktisch nur Schotter. Im Aufschluß beim Matzleinsdorfer Frachtenbahnhof sind Flyschgerölle nur untergeordnet. Einer freundlichen mündlichen Mitteilung Herrn Direktor Küppers verdanken wir zwei weitere wesentliche Daten bezüglich dieser Terrasse:

1. In der Moosbruggergasse, südlich des Meidlinger Friedhofes, ist der Schutt in großer Mächtigkeit vorhanden, was zeigt, daß er sich von den Aufschlüssen an der Triester Straße um den ganzen SW-Sporn des Wienerberges herumzieht.

2. Ein bisher unveröffentlichtes Profil der S-Seite des Wienerberges (Abbauwand der großen Ziegelgrube) zeigt auf dem sehr unruhigen Relief des Tertiäruntergrundes im W das Schuttband, ganz im O in gleicher Höhe Quarzschotter. Verfasser würden dies auch im Sinne einer zeitlich gleichen Bildung deuten und damit die Aufschlüsse an der Triester Straße dem der Rudolfsziegelöfen gleichsetzen. Weit gewichtiger als diese doch noch

lückenhafte Beobachtung erscheint uns die gleichmäßige Bedeckung mit Aulehm, der hangend in Löß übergeht ¹⁾.

Im weiteren Verlauf des Profils 1 erreichen wir am O-Ende der Rudolfsziegelöfen das Niveau der Arsenalterrasse; durch den Einschnitt der Ostbahn ist dieses hier nicht besonders deutlich. Der Abfall der Arsenalterrasse führt zu einer Ebenheit, die in etwa 180 m Höhe liegt. Diese ist ihrerseits wieder durch ein kurzes, etwas steileres Wegstück der Grillgasse von jener Ebenheit getrennt, auf der die Simmeringer Hauptstraße verläuft: Die „Simmeringer Terrasse“ ²⁾. Abermals eine Stufe tiefer befinden wir uns im Niveau der Praterterrasse bei 154 m. Da im Profil 1 die „Gänslerndorfer Terrasse“ (siehe unten) nicht mehr erreicht wird, ist der Abfall von der Simmeringer- zur Praterterrasse hier besonders markant. In dieser Position liegt der Aufschluß östlich des Krematoriums (Punkt 12) der folgende Anordnung zeigt:

Auf der gegen O schauenden Wand sitzt unmittelbar über dem Schotter eine Verlehmungszone auf, darüber folgt rund 3 m Löß. Der rezente Boden ist ein typischer Tschernosem von 0-5 m Mächtigkeit. Der Schotter ist in seinen obersten Teilen schwach frostgestaucht. Das Profil erinnert an Punkt 30 (siehe unten).

Der große Aushub für einen Wohnbau auf dem Gelände der alten St. Marxer Brauerei (Punkt 11 auf der Karte 2) ist hingegen für die Simmeringer Terrasse untypisch, da er inmitten der großen, vom Arsenal herabziehenden Delle liegt. Es ist nur Löß bis zirka 6 m Tiefe aufgeschlossen, der außer einer unscheinbaren Kiesschmitze keine Gliederung, etwa durch eine Verlehmungszone, zeigt.

Im Profil 1 ist somit nur noch jene (neue) Ebenheit zu besprechen, die sich zwischen Arsenal- und Terrasse von Simmering einschiebt. Nördlich der Donau (siehe unten) ist sie als deutliche Ebenheit ausgeprägt. Grill hat sie auf der Geologischen Karte von Wien (1952) als „Höhere Terrasse westlich Seyring“ bezeichnet. Wenn Verfasser diesen Namen übernehmen, so aber nicht die Altersdeutung, die durch die Parallelisierung mit den älteren Deckenschottern durch Grill gegeben wurde.

Auch das Schloß Belvedere liegt auf dieser, es ist aber jedem mit der Literatur vertrauten Leser klar, daß dieses nicht zur Namensgebung herangezogen werden konnte, da schon Schaffer (1902) wegen der unklaren Bezeichnung „Belvedereschotter“, „Belvederterrasse“ usw. diesen Namen abgelehnt hat.

Im Bereich östlich und nördlich des Laaerberges sind nur kleinere Flächenreste erhalten. Auf einem von diesen liegt der alte St. Marxer Friedhof, ein weiterer ist nördlich vom Süd- und Ostbahnhof anzutreffen. Er wird durch den Verlauf der Argentinierstraße fixiert; vgl. hierzu Küpper (1952, Abb. 2; Profil Südbahnhof-Prinz Eugenstraße) und unser Profil 2:

Von der Wien erfolgt der Anstieg zur Simmeringer Terrasse, die durch die Ebenheit bis zur RAVAG gut ausgeprägt ist. Südlich der RAVAG (zwischen Plößlgasse und Theresianumgasse) erfolgt der Anstieg zur höheren Terrasse westlich Seyring, der im

¹⁾ Papp und Thenius (1949, S. 780, Fußnote) greifen die von Hassinger erkannte Terrasse auf und stellen sie in ein erstes Stadiäl des Mindel (?). Wenn die im Löß g der Rudolfsziegelöfen solifluidal eingeschwemmten Knochenreste von der Terrassenoberkante stammen, wäre eine solche Altersstellung gerechtfertigt.

²⁾ Wir vermeiden den Begriff „Stadtterrasse“ und begründen dies im letzten Teil.

Park des Theresianums als Terrassenrand noch teilweise erhalten ist. Auf dem nun folgenden Flachstück liegt die St. Elisabeth-Kirche. Zwischen Goldegg- und Weyringergasse folgt der Anstieg zur Arsenalterrasse.

Für die Selbständigkeit dieser — im verbauten Stadtgebiet nicht leicht erkennbaren — Terrasse spricht ein Bohrprofil, das bei Fundierungsarbeiten für ein neues Hochhaus Ecke Mommsengasse—Belvederegasse aufgenommen wurde (Punkt 10):

Von Bohrmeister Fischer unter Aufsicht von Herrn Ing. Riess (Universale A. G.) wurden an zwei nahe beisammen liegenden Stellen Profile niedergebracht, in denen die Tegeloberkante bei ungefähr 6.70—7 m erreicht wurde. Dies entspricht einer absoluten Tegeloberkantenhöhe von ± 178 m. Unmittelbar über dem Tegel liegt eine zirka 1 m mächtige Sand- und Schotterschicht und darüber „Rollschotter mit Findlingen“, darüber rezenter Schutt. Bei den Findlingen scheint es sich um eine Blockpackung im Sinne Küppers (1950) zu handeln. Nach mündlicher Mitteilung waren die Schotter nicht durch rotes, toniges Bindemittel, sondern nur durch gelblichen Sand zusammengehalten.

Dieser Aufschluß ist eine Bestätigung für die Selbständigkeit der höheren Terrasse westlich Seyring, die auf Profil 2 nur auf Grund des Isohypsenplanes ermittelt ist. Wieder durch die Universale Hoch- und Tiefbau A. G. wurde uns liebenswürdigerweise ein weiterer Aufschluß mitgeteilt, der durch einen Neubau in der Kärchergasse (III. Bezirk) zwischen Khun- und Mohsgasse aufgenommen wurde (Punkt 18):

In insgesamt zehn Bohrprofilen wurde jeweils in rund 10 m Tiefe die Tegeloberkante angefahren, über der meist unmittelbar Grobschotter (Blockpackung?) mit braunem Lehm verkittet, liegt. Darüber folgt teils bereits rezenter Schutt, teils etwas Feinschotter.

Die Tegeloberkante liegt daher mit ± 175 m ziemlich gleich mit der Mommsengasse, freilich ist in der Kärchergasse der Abfall vom Arsenalniveau gegen die Terrasse von Simmering infolge des kürzeren Abstandes steiler, so daß die höhere Terrasse westlich Seyring morphologisch nicht in Erscheinung tritt. Von anderen Teilen des Stadtgebietes kann sie aber wieder oberflächlich erkannt werden, so z. B. zeigt der Verlauf der Josefstädter Straße (VIII. Bezirk) eine Parallele zur Argentinierstraße: Beim Gürtel im Arsenalniveau, folgt vor der Strozzigasse ein kleinerer Abfall, dem ein starker ab der Langegasse folgt. Die Höhen stimmen mit Profil 2 überein. Weitere Beispiele aus dem Stadtgebiet werden einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben.

Während somit der Tegelsockel der höheren Terrasse westlich Seyring bei ± 175 m liegt, ist jener der Arsenalterrasse (siehe Küpper, 1952, Abb. 2) bei ± 190 m, während der der Simmeringer Terrasse bei etwa 165 m liegt. Hassinger (1946) hat diese Terrasse 20—25 m über dem Donauniveau bereits erkannt und vom O-Rand des Bisamberges sowie von Klosterneuburg beschrieben. Papp und Thenius (1949, S. 780, Fußnote) stellen sie auf Grund der paläontologischen Datierung in den Rudolfsziegelöfen und der Funde auf der Arsenalterrasse (Thenius, 1953) in ein 1. Stödiäl des Ribß (?); von der Terrasse selbst fehlen noch altersbestimmende Funde.

Punkt 9 auf Kärtchen 2 (Neuhau des Zentralbahnhofes auf dem Platze vor dem Ost- und Südbahnhof) zeigt stärkste anthropogene Störungen (Kanalbauten und Luftschutzbunker), welche lediglich erkennen lassen, daß Schotter bis unter 6 m hinuntergehen. Auch Reste von Lössen und

einer starken Verlehmungszone konnten noch festgestellt werden. Hier darf an Schaffer (1902) erinnert werden, der bereits zwischen dem Laaerbergsschotter und dem Arsenalschotter unterschieden hatte. Während ersterer die von uns bei Punkt 1 beschriebene Aushildung zeigt, wäre der Arsenalschotter mehr ein fluviatiler Schotterkomplex. Ferner an eine Beschreibung von Fuchs (1873) und dessen Tafel III, in der Kryotur-bationen von Schottern mit Einbeziehung der Tegeloberkante dargestellt sind. Eine Deutung als „Faltung“ ist selbstverständlich heute überholt.

Der Raum südlich Mannswörth

(Dazu Kärtchen 2 und Profil 3)

Im Raum zwischen Schwechat und Fischa sind die höchsten Terrassen stark aufgelöst, meist nur in Form von flachen Kuppen und undeutlichen Verebnungen erhalten und daher nicht mit Sicherheit zuzuordnen. (Der als Punkt 13 eingetragene Aufschluß westlich des Katharinenhofes bietet keine genauen Anhaltspunkte. Es liegen mit roten tonigen Bindemittel verklebte kryoturbate Schotter aufgeschlossen, die Tertiäroberkante ist nicht erreicht.) Gut ausgeprägt ist erst eine weithin ziehende Verebnung auf ± 180 m. Wir beschränken uns auf den in Kärtchen 2 dargestellten Raum, bezüglich der im folgenden behandelten Tektonik greifen wir etwas darüber hinaus:

Hassing (1905) hat auf Grund von Feldbeobachtungen vermutet und Küpper (1953) hat durch exakte Angaben belegen können, daß im Raum von Schwadorf eine starke Aufwölbung des tertiären Untergrundes vorliegt (vgl. hierzu die tektonische Karte des inneralpinen Wiener Beckens von Janoschek in Schaffer, 1951). Dadurch ist es zu einer Verstellung der Terrassen zwischen Schwechat und Fischa gekommen, was durch die absoluten Höhen bestätigt wird: Donau Reichsbrückenpegel 157 m. Donau Mannswörth 150 m, d. h. auf eine Stromstrecke von zirka 12 km 7 m Gefälle. Terrassenoberkantenhöhen (die selbstverständlich nur approximativ angegeben werden können) dagegen in gleicher absoluter Höhe: Simmeringer Terrasse beim Schwechater Flugfeld ungefähr gleich mit der Höhe Simmering—Zentralfriedhof, höhere Terrasse westlich Seyring immer um 180 m. Der Einfluß der Tektonik auf die Verbiegung und Verstellung quartärer Terrassen ist auch nördlich der Donau (siehe unten) nachweisbar. Verfasser glauben aber nicht, daß die Terrassen zwischen Fischa- und Schwechattal so verstellt wurden, daß die Fortsetzung der Simmeringer Terrasse aus dem Raum Zentralfriedhof in der oberen, auf 180 m liegenden Flur zu suchen ist, sondern ordnen letztere (siehe oben) der höheren Terrasse westlich Seyring zu. Die Ebenheit, auf der das Flugfeld Schwechat liegt, entspricht daher der Simmeringer Terrasse. Streckenweise sind die Schotterkörper der höheren Terrasse westlich Seyring und der Simmeringer Terrasse nur undeutlich getrennt, was auch im Raum nördlich der Donau (siehe unten) zu beobachten ist; außerdem verkleidet der Löß den Terrassenrand. Auch der Abfall der Simmeringer Terrasse zur nächsttieferen „Gänserndorfer Terrasse“ ist morphologisch nicht besonders ausgeprägt, da ebenfalls der Löß den Abhang überdeckt. Letztere hat von Papp und Thenius (1949) und Küpper (1950) die (Arbeits-) Bezeichnung „Mannswörther Terrasse“ erhalten.

Punkt 14 bezeichnet die beiden hintereinanderliegenden Schottergruben westlich des Flugfeldes Schwechat. Die der Straße nähere ist die ältere; an dem in sie führenden Weg ist folgendes Profil aufgeschlossen:

0.5 m Tschernosem mit deutlichem Übergangshorizont (biologische Durchmischung) in
 0.5 m Löß,
 1.5 m Schotter, Oberkante etwas „gewellt“ und durch ein in Farbe und Bindigkeit verlehmnungszonenähnliches Material zusammengebacken.

In der Grube Schotter bis 6 m unter Oberkante aufgeschlossen, ohne Kryoturbation. Die Abfolge erinnert an den als Punkt 12 eingetragenen Aufschluß östlich des Krematoriums, wenn auch die Lößüberdeckung hier geringer ist.

Im hinteren, jüngeren Aufschluß geht der Aushub — besonders in der Mitte der Schottergrube — bedeutend tiefer:

Hangend 0.5—1 m Boden, der in Farbe, Gefüge und Bodenart sehr dem Ortsboden aus „älteren Flugsand“ nördlich der Donau ähnelt (siehe unten). Darunter Schotter mit nur stellenweiser, bis zu 2 m tiefer Kryoturbation in Form ausgeprägter Taschen, dazwischen ungestörte (fluviale) Lagerung. Mächtigkeit des Schotterkörpers 7—8 m.

Basal fossiliferer, weißer Sand in undeutlicher Kreuzschichtung, in ihm ganz selten Mergelnestler. Zirka 4 m des (tertiären) Sandes sind aufgeschlossen.

Die Oberkante (beider Gruben) liegt bei 170 m, die Tertiäroberkante somit bei 160—162 m. Demgegenüber ist in der Schottergrube „Mannswörth-Reichsstraße“ (Punkt 15, gegenüber der Haltestelle Mannswörth der Preßburger Bahn), deren Oberkante bei 163 m liegt, das Tertiär an der Abbausohle in ungefähr 155 m noch nicht erreicht, so daß zwischen den beiden Punkten der Terrassenabfall liegen muß.

Der Abfall vom Haidfeld gegen die Gänserndorfer Terrasse ist oberflächlich nicht besonders deutlich (vgl. Profil 3), die Sprunghöhe beträgt nur 5 m und der Terrassenrand ist durch mehrere Dellen verwischt. Sowohl die Reichsstraße nach Hainburg als auch die von Mannswörth einmündende zeigen aber in einem steileren Wegstück, das knapp vor der Gabelung liegt, diesen Anstieg an. Die große Schottergrube nahe der Wegegabel, die derzeit nicht abgebaut wird, ist für eine Typisierung schlecht geeignet.

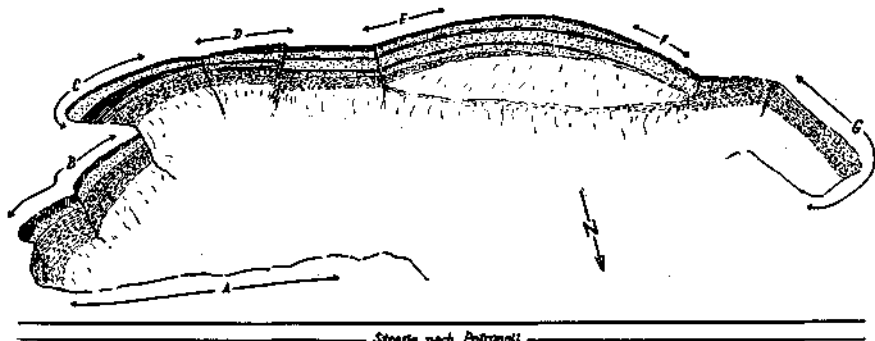


Abb. 4. Gesamtansicht Schottergrube Mannswörth-Reichsstraße (Punkt 15)

Wie aus Kärtchen 2 ersichtlich, liegt Punkt 15 vor der Ausmündung zweier Dellen, ferner nahe dem Abfall der ühernächsten Terrasse (höhere Terrasse westlich Seyring), so daß hier eine ideale Akkumulationsmöglichkeit für den Löß gegeben ist. An der hinteren (südlichen) Abbauwand des Aufschlusses sind sogar zwei fossile Böden stockwerkartig dem Löß ein-

geschaltet, weshalb der Aufschluß über das lokale Interesse hinaus eine grundsätzliche Bedeutung für die Lößstratigraphie erlangt (siehe letzter Abschnitt). Abb. 4 gibt eine Gesamtansicht der Schottergrube von N, die einzelnen Wandabschnitte sind fortlaufend bezeichnet:



Abb. 5. Schottergrube Mannswörth-Reichsstraße (Punkt 15), Profil aus Wandabschnitt A

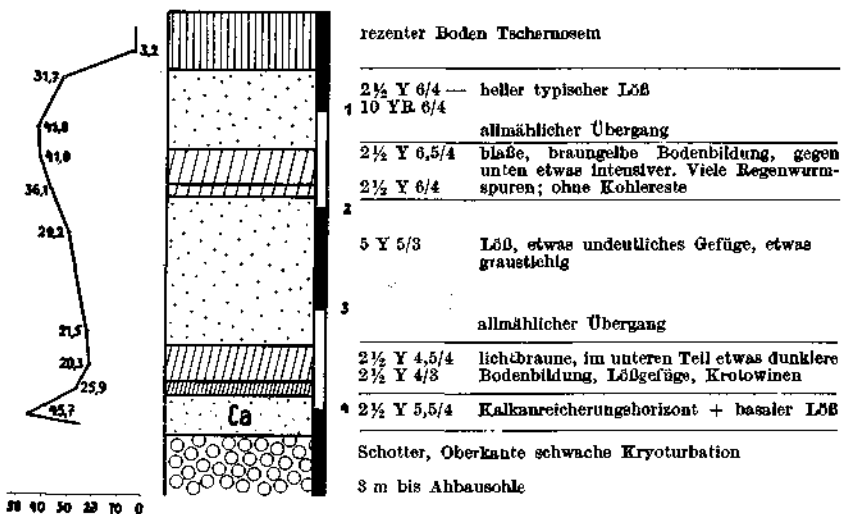


Abb. 6. Schottergrube Mannswörth-Reichsstraße (Punkt 15), Profil aus Wandabschnitt D—E

Wandabschnitt A (südschauend): Das schematische Profil Abb. 5 liegt ungefähr in der Mitte. Gegen das westliche Ende zu ist die Schotteroberkante kryoturbat zerfranst, sogar der fossile Boden zum Teil noch eingewürgt. Gegen das östliche Ende zeigt die Schotteroberkante, aber auch der darüberliegende Sand, schon erosive Störungen (die Kieslinsen — Abb. 5 — verstärken sich).

Zwischen Wandabschnitt A und B liegt eine Delle eingesenkt, in der die Schotteroberkante um 1,5 m tiefer liegt, der rezente Boden aber nur eine numerkliche Einmündung zeigt.

Wandabschnitt B zeigt weder kryoturbate Störungen, noch den fossilen Boden.

Im Wandabschnitt C liegt der (untere) fossile Boden, dessen Charakteristikum der große Gehalt an Kohlenschmitzen ist, in größter Verdickung (bis 1.5 m). Hier hat wieder eine lokale Zusammenschwemmung in einer Delle stattgefunden, wobei es zu einer sehr deutlichen Warvenbildung gekommen ist: 0.5—3 mm dicke Schichten führen neben zertrümmerten (Löß)Schneckenschalen sehr viele Kohlenreste (die nur im unteren fossilen Boden vorkommen); das Gefüge ist aulehmähnlich (plattig mit ganz dünnen, wenigen Poren), viel Sand ist eingelagert, der an den älteren Flugsand erinnert.

Die Verhältnisse im Wandabschnitt D sind auf Abb. 6 zusammen mit denen des Wandabschnittes E dargestellt. Zwischen D und F liegt über dem (unteren) fossilen Boden zirka 2 m Löß und darauf der (obere) fossile Boden, der morphologisch dem unteren ähnlich, aber frei von Kohlenschmitzen ist. Beide fossile Böden liegen völlig eben. Da sich im hinteren Teil des Aufschlusses die Lößauflage verdickt (siehe oben), streicht der obere fossile Boden bei D und F in den rezenten Tschernosem hinein, während der untere sich bei F allmählich der Schotteroberkante nähert. Der Übergang zwischen F und G ist wegen Versturz nicht aufgeschlossen.

Im Wandabschnitt G, dem neuesten Teil der Schottergrube, ist der über dem Schotter liegende Löß+Boden abtransportiert worden, doch dürfte hier nur eine Lößhaut dem Schotter — der an der Oberkante wieder Kryoturbationen zeigt — aufgelegt haben. Im oberen Teil ist der Schotter durch eine lehmige, bräunlichrote Bodenbildung (Farbwert $7\frac{1}{2}$ YR 4,5/6) verkittet.

Es wird noch einer speziellen pedologischen Untersuchung bedürfen, ob die alten Landoberflächenbildungen in F (unten) und G korrespondieren und nur verschiedenen Staudorten (Löß:Schotter) entsprechen oder in G eine echte Verlehmungszone angefahren ist, die aus irgendwelchen Gründen (besonders kräftige Solifluktion im Dellenbereich) in den anderen Wandabschnitten fehlt.

Infolge der Nähe der beiden höheren Terrassenränder zeigt der Aufschluß Mannswörth-Reichsstraße nicht das typische Profil der Gänserndorfer Terrasse (die südlich der Donau überhaupt nicht so deutlich wie nördlich ist). Weit mehr entspricht der folgend beschriebene Aufschluß Mannswörth-NOVA¹⁾, der unmittelbar hinter dem Terrassenrand liegt (siehe Abb. 7). Diese Schottergrube ist als Punkt 16 auf Kärtchen 2 und Profil 3 eingetragen. Ihre Längserstreckung ist N—S, wobei in Abb. 7 ein schematischer Schnitt dargestellt ist:

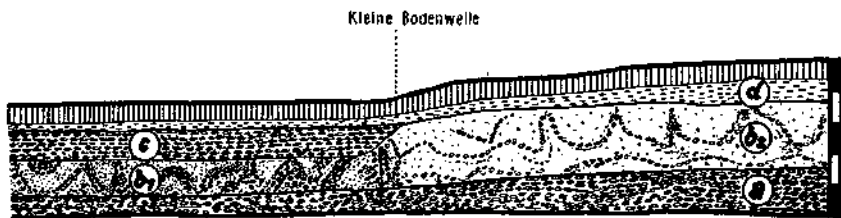


Abb. 7. Schematisches Längsprofil durch die Schottergrube Mannswörth-Nova (Punkt 16)

Basal liegt in schwacher fluvialer Kreuzschichtung der Schotterkörper (a), der ganz allmählich gegen S ansteigt. Auf ihm liegt die Kryoturbationszone, welche im vorderen (nördlichen) Teil fast nur aus Schotter besteht (b₁), Aulehm- und Sandtaschen treten zurück. Im hinteren (südlichen) Teil ist der Schotteranteil bedeutend geringer (b₂), so daß eine große Ähnlichkeit mit dem Typus „Maurer“²⁾ besteht.

¹⁾ Die Schottergrube liegt östlich der Raffinerie NOVA, bei anderen Autoren auch Schottergrube Lechner nach dem Besitzer bezeichnet.

²⁾ Erklärung siehe nächster Abschnitt.

Wesentlich ist, daß die Kryoturbationszone im vorderen Teil weniger mächtig ist, da ein horizontal gelagertes Schotterpaket (c) bis zur kleinen Bodenwelle, die W—O verläuft, aufgelagert ist. Darüber folgt ein Lockersediment (d), das Aulehm, Sand, aber auch Löß enthält und dem der rezente Boden (Tschernosem) aufgeprägt ist. Letzterer „verschluckt“ im nördlichen Teil fast ganz die Schichte (d).

Damit ist die leichte Bodenwelle — die auf Kärtchen 2 als punktierte Linie eingezeichnet ist — in ihrer Bedeutung erkannt: die Gänserndorfer Terrasse wurde, nachdem sie einheitlich auf die für das Marchfeld normale Tiefe von 3 m frostgestaucht wurde, im nördlichen Teil noch teilweise erodiert und auf ihr das Schotterpaket abgelagert. An dem Sporn, der in das Mündungsgebiet der Schwechat in die Donau hineinragt, kann eine solche, ganz lokale Erosion und neuerliche Aufschotterung leicht möglich gewesen sein.

Ein dem nördlichen Teil ähnlicher Profilaufbau findet sich auch in der kleinen, unmittelbar hinter dem Erosionsrand liegenden, ehemaligen Schottergrube zwischen Mannswörth und Neumühle (Punkt 17):

- 0.5—0.7 m rezenter Tschernosem, zum Teil anthropogen gestört, mit unterlagerndem Ca-Horizont,
- 0.3—0.4 m Aulehm mit schwachem Lößgefüge,
- 1 —1.2 m ziemlich dichter, rostfleckiger Sand, im oberen Teil noch Anklänge an Lößgefüge; gegen unten werden die Rostflecken intensiver, Grobsand und Kieslagen schalten sich ein, die übergeben in geschlossene
- 0.2—0.3 m horizontal liegende Schotterdecke
- 2.0 m Kryoturbationszone. Die Untergrenze fällt ungefähr mit der Aufschlußsohle zusammen, so daß nur stellenweise der basale, horizontale liegende Schotter sichtbar wird. Im unteren Teil der Kryoturbationszone Schotterpakete mit intensiver Färbung durch Eisenhydroxyd und Mangan.

Die Schottergrube Mannswörth-Nova ist bereits von Papp und Thenius (1949) und Küpper (1950) beschrieben worden. In dem in den Taschen der Kryoturbationszone (b₁) eingebetteten Aulehm fanden sich zahlreiche bestimmbar Lößschnecken, während in dem Schotter (a?) „mindestens fünf Reste von *Elephas primigenius*, zusammen mit früheren Vorkommen mindestens zehn“ gefunden wurden, welche das pleistozäne Alter dieser Terrasse hinlänglich belegen.

Entgegen dem Prioritätsprinzip verwenden Verfasser aber nicht den von obigen Autoren geprägten Begriff „Mannswörther Terrasse“, sondern Gänserndorfer Terrasse mit folgender Begründung: 1. Entsprechend der in der Einleitung erhobenen Forderung, Namen immer von Lokalitäten typischer Ausprägung abzuleiten, kann der Mannswörther Raum nicht als *locus typicus* verwendet werden. Die neuerliche Überdeckung der frostgestauchten Zone mit Schotter, der „Maurer“¹⁾ im hinteren Teil der Grube, die Nähe der höheren Terrassen im Aufschluß Mannswörth-Reichsstraße und die damit bedingte starke Überlössung entspricht nicht dem Typ der Gänserndorfer Terrasse, die nördlich der Donau über viele Kilometer eine charakteristische, etwas andere Ausbildung zeigt. Dort beträgt die Sprunghöhe zur Praterterrasse 6—8 m gegenüber zirka 4 m bei Mannswörth zum Kalten Gang. 2. Haben Papp und Thenius (1949) diese Terrasse dem jüngsten Pleistozän zugerechnet und sie mit der Niederterrasse der Alpen verglichen, da nach deren Meinung ihr eine Lößbedeckung fehlt. Folgerichtig waren diese Autoren dadurch gezwungen, die Praterterrasse

¹⁾ Erklärung siehe nächster Abschnitt.

dem Alluvium zuzurechnen, was aber im folgenden Abschnitt eindeutig widerlegt werden muß. 3. Hat Küpper (1950) von einem „Marchfeld-Mannswörther Niveau“ gesprochen, das er der Praterterrasse gleichstellt, wozu vermutlich die jungpleistozänen Faunenreste in Mannswörth-Nova und Süßenbrunn (siehe unten) Anlaß gaben. Beide Niveaus sind aber — wie der folgende Abschnitt zeigt — scharf voneinander getrennte selbständige Einheiten. 4. Hat bereits Lichtenecker 1931 diese Ebenheit der Gänserndorfer Terrasse zugerechnet (siehe Nachsatz).

Der Raum östlich des Bisamberges

(Dazu Kärtchen 1 und Profile 4, 5 a und b)

Im unmittelbaren Flußschatten des Bisamberges hat sich eine Terrassenfolge halten können, die von den ältesten quartären Bildungen bis zu den jüngstpleistozänen herabreicht. Diese Terrassentreppe ist gegen S, gegen die Donau zu, infolge der starken Erosion vor Anlage der Praterterrasse durch den westlichen Teil des „Kleinen Wagrams“ (Stammersdorf—nördlich Gerasdorf—Deutsch Wagram—Markgrafneusiedl) abgeschnitten. In den Profilen 5 a und b zeigt sich, daß durch die starke Unterschneidung auch die älteren südschauenden Terrassenränder zum großen Teil verwischt oder aufgebebrt sind.

Da sich um das Herrenholz als höchste Ebenheit ringförmig die jüngeren Terrassen anlehnen, muß die Donau zur Zeit der Bildung der quartären Terrassen bereits die Wiener Pforte durchflossen haben.

Morphologisch äußerst interessant sind die vier Sattelzonen quer zum Streichen des Bisamberges. Die beiden äußeren (größeren) werden durch die Straße Hagenbrunn—Kleinengersdorf bzw. Königsbrunn—Stetten benützt, aber auch die beiden dazwischenliegenden, etwas höheren Einsattelungen südlich und nördlich des Tradenberges (285 m) sind markant. Hassinger (1905) hat sie bereits erkannt und beschrieben, ohne ihnen eine abschließende genetische Deutung gegeben zu haben. Es liegt der Gedanke nahe, diese als „Rillen“ einer weitverzweigten Urdonau aufzufassen, die vor Anlage der Wiener Pforte in breiter Front über den Bisamberg strömte. Doch wird durch die folgenden Beobachtungen bewiesen, daß diese Annahme unmöglich ist:

1. An keiner Stelle östlich der Sattelzonen findet sich Donauschotter, ebensowenig in ihnen selbst.

2. Nur die beiden kleineren, mittleren Einsattelungen haben jeweils einen Solifluktionsschuttkegel, bestehend aus Kalksandsteinen des Bisamberges, in das Marchfeld vorgebaut¹⁾. Die auf Kärtchen 2 eingetragenen Punkte 22—25 sind Bodenprofileinschläge, die im Zuge der Bodenschätzung aufgenommen wurden. In allen diesen wurde der Denudationsschutt in verschiedener Tiefe und Mächtigkeit angefahren, wobei er bergwärts am mächtigsten ist und gegen O nur mehr eine dünne, 0·2 m mächtige Lage zwischen Löß darstellt.

¹⁾ Solche Solifluktionsschuttfächer sind auch westlich des Herrenholzes, noch die Kellergasse Strebersdorf berührend, vom Rücken des Bisamberges heruntergewandert. Die zwei den Kellergassen Stammersdorf und Strebersdorf vorgelagerten und auf das Niveau der Praterterrasse ausmündenden Fächer bestehen dagegen zur Gänze aus kolluvialem Löß (vgl. Kärtchen 1).

Wir lassen vorläufig die Frage der Entstehung der Sattelzonen offen und halten nur fest, daß sie keinen quartären Donauarm entstammen. Für die hier behandelten Probleme sind sie auch nicht wesentlich.

Wir beginnen mit der Besprechung der

Gänserndorfer Terrasse,

wobei wir über den in Kärtchen I dargestellten Raum hinausgehen.

Es ist ein interessantes Phänomen, daß die schon vom rechten Donauufer her gut bekannten Terrassenstufen östlich der Linie Gerasdorf—Seyring scheinbar noch um eine Stufe absinken und so zwischen Abzuggraben und Rußbach das Niveau der Praterterrasse erreichen, während östlich der Linie Deutsch Wagram—Helma—Bockfließ wieder das Niveau der Gänserndorfer Terrasse erreicht wird. Die tiefe Lage zwischen Abzuggraben und Rußbach entspricht aber nicht der Praterterrasse und damit jener tiefsten Einheit, sondern ist nur eine tektonische Einmündung der Gänserndorfer Terrasse; vgl. Karte des Inneralpinen Wiener Beckens bei Janoschek (1951). Es sind außerdem morphologische Beweise vorhanden, daß dieser abgesenkte Raum zur Gänserndorfer Terrasse gehört:

1. Der Kleine Wagram sinkt nördlich Gerasdorf gegen O ganz allmählich ab, so daß er beim Stallinger Feld (Ausmündung des Abzuggrabens auf die Praterterrasse) nur mehr 2 m beträgt und an der Brücke über dem Abzuggraben (Feldweg Aderklaa—Reuhof) praktisch ausläuft. Der Anstieg östlich des Rußbaches (siehe oben) ist deshalb einem Terrassenrand ähnlich, weil der Rußbach etwas unterschritten hat.

2. In zahlreichen Schottergruben, die in den Kleinen Wagram eingesenkt sind (u. a. Punkt 41 und 42), ist ebenso wie in mehreren Schottergruben nördlich des Reuhofes (Punkt 43 und 44) die gleiche durchgehende Kryoturbandung wie in den Aufschlüssen östlich Deutsch Wagram (u. a. Punkt 46). Auch die Bedeckung mit Löß bzw. mit dem älteren Flugsand ist gleich den übrigen Profilen der Gänserndorfer Terrasse, so daß an der Zugehörigkeit kein Zweifel bestehen kann.

Ganz anders ist der weitere Verlauf des Randes der Gänserndorfer Terrasse = Kleiner Wagram¹⁾. Zwischen Markgrafneusiedl und Untersiebenbrunn springt die Gänserndorfer Terrasse weit zurück, da sie hier von einem alten Donauarm unterschritten wurde. Innerhalb der Linie Markgrafneusiedl—Siehdichfür—Aspacherfeld—Weikendorfer Remise—Neuhof—Untersiebenbrunn ist tatsächlich das Niveau der Praterterrasse erreicht (siehe Kärtchen 3). Diese Einbuchtung des im allgemeinen W—O verlaufenden Kleinen Wagrams ist von größter Wichtigkeit, da im Erosionsschatten des Stromes der Abfall von der Gänserndorfer Terrasse zur Praterterrasse ungestört erhalten geblieben ist: Die Straße Markgrafneusiedl—Gänserndorf führt ziemlich nahe der Terrassenkante und schneidet nacheinander eine Reihe senkrecht zum Terrassenrand ziehender Dellen. Diese Dellen sind hier noch zur Gänze erhalten, während sie sonst am Kleinen Wagram fast bis zu den hintersten Anfängen durch spätere Lateralerosion entfernt sind.

¹⁾ Der Große Wagram verläuft als Nordgrenze des Marchfeldes von Enzersfeld—Pillichsdorf—Bockfließ—Reihersdorf—Matzen—Prottes—Ollersdorf—Mannersdorf—Stüllfried (Siehe Kärtchen 3).

Ab Untersiebenbrunn bis nördlich Lasseer ist der Kleine Wagram wieder normal ausgebildet, dann folgt eine Unterbrechung bis Breitenlee und ab dort beginnt der S-Abfall der Schloßhofer Platte, der dem allgemeinen Verlauf des Kleinen Wagrams entspricht. Da somit die Gänserndorfer Terrasse in ihrer typischen und größten Verbreitung nördlich der Donau vorkommt, haben Verfasser ihr diesen Namen gegeben. Ihr Typ ist in den vielen, in den Rand eingeschnittenen Schottergruben klar zu bestimmen, von denen als Beispiel die am südöstlichen Ortsausgang von Deutsch Wagram auf der Straße nach Markgrafneusiedl (Punkt 46) beschrieben wird; dieser Aufschluß ist deshalb so instruktiv, weil hier die Schotter durch Eisen- und Manganrinden stark verfärbt sind und dadurch die Kryoturbationszone besonders hervortritt (vgl. Abb. 8):



Abb. 8. Schottergrube südöstlich Deutsch Wagram (Punkt 46)

Über dem horizontalen, mit schwach fluviatiler Kreuzschichtung liegenden basalen Schotter (a) liegt die durchschnittlich 3 m, maximal 3,5 m mächtige Kryoturbationszone (b), in der Taschen mit Sand- und Aulehmmaterial gefüllt sind. Die Zone wird oben durch ein 0,2 m dünnes, horizontal liegendes Schotterpaket abgeschlossen (c); darüber liegt Löß (d), der aber fast zur Gänze zu Boden (Tschernosem) umgeprägt ist. Durch die Entkalkung des rezenten Bodens ist das horizontale Schotterband (c) zum Kalkanreicherungs-horizont für diesen geworden.

Von besonderer Wichtigkeit ist, daß in der Kryoturbationszone neben den durch Eisen- und Manganrinden intensiv verfärbten Schottern auch solche Lagen vorkommen, die durch ein rotes, toniges Bindemittel zusammengebacken sind. Unmittelbar an solche Zonen anschließend folgt eine durch stärkste Kalkanreicherung zementierte Schotterlage. Der Übergang — sofern dieser nicht durch die Durchmischung innerhalb der Kryoturbation zerstört ist — ist so deutlich, daß mitunter an einem Geröll rote Kruste an weiße Kalkrinde anstößt. Die Mächtigkeit des eingewürgten Ca-Horizontes (um einen solchen handelt es sich) kann mit ungefähr 0,3 m, die der ehemals darüber gelegenen Bodenbildung (einer Verlehmungszone) mit 0,2 m angegeben werden.

Diese Einwürgung eines fossilen Bodens in die Kryoturbationszone — die noch deutlicher in einem Aufschluß nördlich Siedhichfür an der Straße Markgrafneusiedl—Gänserndorf (nicht mehr auf Kärtchen 1) zu beobachten ist — ist ein Beweis dafür, daß nach Bildung der Gänserndorfer Terrasse noch eine Warmzeit gefolgt ist, in der eine typische pleistozäne Bodenbildung entstand. Was weiter heißt, daß der Schotterkörper der nächst tieferen Praterterrasse noch einer Kaltzeit entstammen muß, somit pleistozän ist.

So wie dieser als Punkt 46 beschriebene Aufschluß sind alle anderen entlang des Kleinen Wagrams bis Markgrafneusiedl (und von dort zurückspringend in nordöstlicher Richtung gegen Gänserndorf), weiter zwischen

Untersiebenbrunn bis nördlich Lassees ebenso wie in der anderen Richtung ab dem Stallinger Feld bis nördlich Gerasdorf. Aber auch die Aufschlüsse innerhalb der Gänserndorfer Terrasse zeigen die gleiche durchgehende Kryoturbation, wobei fast immer mit Sand- und Aulehmmaterial gefüllte Taschen angeschnitten sind. Die Verfärbung der Schotter und damit der morphologische Eindruck der frostgestauchten Zone sind lokal verschieden. Fast alle Aufschlüsse (nicht alle sind als Punkte auf Kärtchen 1 festgehalten) zeigen eine dünne, maximal 0.2 m mächtige Schotterüberlagerung, die horizontal die Kryoturbationszone nach oben abschließt. Über diesem Schotterschleier liegt entweder Löß oder ein dunkelbrauner Sand (Farbwert 10 YR 3/2), der von Verfassern mit dem Arbeitsbegriff „älterer Flugsand“ bezeichnet wird. Die Überdeckung mit diesem älteren Flugsand beträgt fast überall 0.4 m. Für die genaue Determinierung dieses Substrats sind noch verschiedene bodenkundliche und sedimentpetrographische Untersuchungen erforderlich, die derzeit laufen. So wird von Ch. Lumbe der Abrollungsgrad bestimmt, der einen genetischen Schluß erlauben wird. Nach freundlicher vorläufiger Mitteilung wurde ein ähnliches Kurvenbild wie beim „jüngeren Flugsand“ (siehe unten) ermittelt, so daß wir glauben, diesen Arbeitsbegriff verwenden zu dürfen. Im folgenden werden nur die Beobachtungen über die Lagerung des älteren Flugsandes mitgeteilt. Seine Verbreitung ist aus Kärtchen 3 zu ersehen. Er bedeckt vorzüglich die Gänserndorfer Terrasse, greift aber im W auch noch auf die höheren Terrassen (Simmeringer und höhere Terrasse westlich Seyring) über; im O bedeckt er auch die Schloßhofer Platte, ist dort allerdings in der Farbe etwas intensiver (Farbwert 10 YR 3/4). Er tritt mit dem Löß in Wechsellagerung auf, wobei folgende Gesetzmäßigkeit zu beobachten ist: Der Rand der (Gänserndorfer) Terrasse ist fast durchwegs von Löß bedeckt, welcher durch Farbe, Kalkgehalt und Gefüge klar als solcher zu erkennen ist und welcher immer als rezentes Boden Tschernosem trägt; größere Mächtigkeit erreicht der Löß aber nur in den Dellen. Hinter dem Terrassenrand folgt eine Verzahnungszone, in der der Löß jeweils basal (auf dem horizontalen Schotterschleier) liegt und nie mehr als 0.2 m erreicht. Dahinter beginnt der Raum, in dem nur mehr der ältere Flugsand auf dem Schotter auflagert¹⁾. Inselförmig ist noch eine ganz dünne Lößhaut unter dem älteren Flugsand zu beobachten, so in dem Aufschluß Punkt 44 in der Nähe des Reuhofes. Gegen den Großen Wagram zu folgt schließlich ein Bereich, in dem Grill (1949, S. 3) eine geschlossene Lehmbedeckung beschreibt. Diese muß bodenkundlich erst untersucht werden, es könnte sich um kolluvial vom Großen Wagram berahgespülten Löß handeln.

Es steht somit bereits jetzt fest, daß der ältere Flugsand ein zeitlich dem Löß unmittelbar folgendes — eher vielleicht den Löß auf der Gänserndorfer Terrasse vertretendes — Substrat und daher pleistozän ist. Wie kurz die Übergangszone ist (d. h. wie schnell der Wechsel Löß+Tschernosem zu älterem Flugsand+Ortsboden erfolgt), vermittelt die folgende Be-

¹⁾ Dieser äolische Akkumationswechsel ist nicht allein auf die Gänserndorfer Terrasse beschränkt, sondern auch auf höheren Terrassen östlich des Herrenholzes zu finden. Auch südlich der Donau im Punkt 14, Haidfeld, scheint ein solcher Substratwechsel vorzuliegen (vgl. Beschreibung der vorderen und hinteren Schottergrube).

beschreibung des Punktes 45, einer Schottergrube am nördlichen Ortsausgang von Deutsch Wagram an der Straße nach Bockfließ. Sie ist vom Punkt 46 2 km Luftlinie entfernt:

- 0.5—0 m Allmählich auskeilende (rezente) Düne aus freigewordenem älteren Flugsand. Vollkommen lose Sandkörner.
- 0.4 m Ortoboden aus älterem Flugsand, stark verkitteter, stark lehmiger, dunkelbrauner Sand, allmählich übergehend in
- 0.1—0.2 m helles, lößähnliches Material.
- 0.2 m Horizontal liegender Schotter, stark durch Kalkkrusten zementiert (Ca-Horizont des darüberliegenden Bodens).
- 2 m Kryoturbationszone, die noch unter die Abbausohle hinuntergeht. Nur gestauchte, schwach verfärbte Schotter, keine Taschen mit Sand- und Aulehmfüllung.

Auf die kurze Strecke ist somit terrasseneinwärts ein Wechsel in der äolischen Akkumulation vorhanden. Der oben beschriebene Kalkanreicherungs-horizont erklärt sich durch die schon auskeilende Lößschicht. Er ist daher nur in jenen Profilen der Gänserndorfer Terrasse deutlich, wo Löß oder Spuren von Löß liegen, fehlt zum Teil aber, wenn nur älterer Flugsand auftritt.

Es wurde oben erwähnt, daß auch im mittleren Teil der Terrasse stellenweise Löß als dünne Haut unter dem älteren Flugsand anzutreffen ist, so in der verfallenen Schottergrube nordwestlich des Reuhofes (Punkt 44). In der nur 700 m südlich davon liegenden (in Betrieb befindlichen) Schottergrube (Punkt 43) liegt dagegen nur älterer Flugsand dem Schotter auf:

Punkt 44 zeigt den üblichen frostgestauchten Schotter mit teilweise eisen- und manganverfärbten Schotterschüren, Taschen mit Kies und Sand, darüber den dünnen Schotterschleier. Darauf folgt ein dem Boden in Punkt 45 sehr ähnlicher. Rezente Dünen fehlen direkt beim Profil, sind aber in der näheren Umgebung vorhanden. Der horizontale Schotterschleier ist gleichzeitig der Ca-Horizont des Bodens — da wieder unter dem Flugsand die dünne Lößhaut liegt. In der Kryoturbationszone liegt eingewürgt ein mächtiger älterer konglomeratisch verhärteter Ca-Horizont.

Punkt 43 hat hangend nur älteren Flugsand+Ortoboden aufgelagert, darunter den Horizontalschotter und anschließend die durchgehende Kryoturbationszone. In letzterer sind größere fossilere, unverfärbte Sandmassen eingewürgt, die einem in der Nähe anstehenden Tertiär entstammen könnten.

Beide Aufschlüsse zeigen somit die durchgehende 3 m mächtige Kryoturbationszone, die völlig den übrigen Aufschlüssen der Gänserndorfer Terrasse entspricht. Durch diese beiden und den nachfolgend kurz beschriebenen Aufschluß scheint erwiesen, daß die Gänserndorfer Terrasse im Raum zwischen Abzuggraben und Rußbach durchzieht:

Punkt 42 ist eine kleine, aufgelassene Schottergrube am Abfall des Stallinger Foldes, 300 m östlich der Einmündung des Abzuggrabens in das Praterterrassenfeld. Die Sprunghöhe des Kleinen Wagrams beträgt hier nur mehr 3.5 m, so daß die Unterkante der Kryoturbationszone nicht mehr aufgeschlossen ist.

Mächtig ist wieder der Kalkanreicherungs-horizont der Kryoturbationszone ausgebildet, liegt aber hier nahe der Oberkante, so daß er mit einem vielleicht vorhandenen rezenten zusammenfällt. Da aber nur älterer Flugsand hangend liegt, scheint ein solcher nicht ausgebildet zu sein.

Die am Kleinen Wagram liegenden, weiter nach W anschließenden Aufschlüsse (einer von ihnen ist als Punkt 41 festgehalten) gehören noch der Gänserndorfer Terrasse an, doch ist ihr „Typ“ etwas abweichend, da im obersten Teil des Profils der sogenannte „Maurer“ auftritt. Der

Maurer (der Name stammt von der bei den Schotterarbeitern üblichen Bezeichnung) besteht vorwiegend aus Löß, vermengt mit Schottern und Kies, die oft girlandenförmig angeordnete Schnüre bilden. Nach Meinung der Verfasser handelt es sich um ein Äquivalent zu den Frostschuttdecken (Plattelschotter). Der Unterschied in der Ausbildung ergibt sich durch das verschiedene Ursprungsgebiet des Solifluktionmaterials. Es stammt beim Maurer aus älteren Terrassen und Lößdecken. Gerade im Mündungsgebiet von Dellen ist derselbe daher besonders mächtig. Wie der Plattelschotter des Wienerberges ist auch der Maurer meist frostgestaucht.

Je weiter wir am Kleinen Wagram nach W gehen, desto deutlicher wird die Maurerzone in den Aufschlüssen. Gänserndorfer und höhere Terrassen weisen hier den gleichen Typ auf. Für die auf der Gänserndorfer Terrasse zwischen Staatsbahn und Fahrweg Gerasdorf—Enzersfeld liegenden Aufschlüsse sei die als Punkt 38 bezeichnete Schottergrube, die allerdings etwas hinter dem Terrassenrand liegt, kurz beschrieben:

- 0.5—1 m Rezenter Boden (Tschernosem), allmählich übergehend in
- 0.5 m etwas untypischen Löß,
- 0.1 m horizontale Schotterlage,
- 2.5—3 m Kryoturbaionszone, Typus Maurer; eine Verlehmungszone scheint wieder eingewürgt, welche scharf gegen einen (mitverstellten) Kalkanreicherungs-horizont abgesetzt ist.

Das Tertiär ist in keinem dieser Aufschlüsse angefahren, muß demnach unter 155 m liegen, bis zu welcher Tiefe einige Schottergruben ausgebaggert sind.

Bei der Besprechung der nächsttieferen

Praterterrasse

greifen wir ebenfalls über den in Kärtchen 1 dargestellten Raum hinaus. Um ihren Typ zu charakterisieren, sei die Beschreibung einer der zahlreichen Schottergruben in der Nähe von Wien vorangestellt. Punkt 40 gibt die Lage eines Aufschlusses westlich Süßenbrunn, südlich der Straße Wien—Gänserndorf an und ist in Abb. 9 festgehalten:

Mit schwach fluvialer Kreuzschichtung liegt der Schotter (a) ohne Spuren einer Kryoturbaion. Darüber folgt ein Sedimentpaket von kalkreichem Feinsand (besser bereits Kalksand) und Aulehm in enger Wechsellagerung (b). Die feinen Kalksandlagen zwischen den Aulehmbändern weisen typische Kreuzschichtung auf. Gegen oben treten im Schichtpaket (b) die Anlehmabänder zurück, der feine Kalksand verliert die Kreuzschichtung und dominiert, wird sogar im obersten Teil von lokal eingelagerten Lößlinsen unterbrochen, bis schließlich in (c) der Löß überwiegt und nur mehr untergeordnet feiner Kalksand eingeschaltet ist. Der darüberliegende Boden (d) ist Tschernosem mit typischem Übergangshorizont (Regenwurmspuren und Krotowinen) und erreicht durchschnittlich 0.6 m Mächtigkeit.

Die Schotteroberkante ist durch ehemalige Arme der Donau (Mäanderschlingen) nicht gleich hoch, während die Bodenoberfläche nur mehr un-deutlich in sanften Wellen den Verlauf der ehemaligen Stromarme anzeigt. Demgemäß wechselt die Höhe der Sedimentdecke auf dem Schotterkörper zwischen 2—3 m (wie in dem oben beschriebenen Aufschluß) mit 0.5—1 m bei ganz seichten Bodenprofilen. So zeigt Punkt 28 (Schottergrube und Rideaurand entlang der Brünner Straße vor Stammersdorf bei Kote 161) folgenden Aufbau:

- 0-6 m Tschernosem, mit Übergangshorizont in
 0-8 m Löß, in dem Krotowinen liegen. Löß ist erkennbar durch Farbe, Struktur und Helixschalen.
 0-2 m „Silt“¹⁾, ebenfalls Schneckenschalen eingelagert,
 1-5 m fluvial gelagerter Schotter.

Dieser Aufschluß zeigt, daß die Aulehnbänder auch fehlen können. Silt und Löß sind dagegen fast immer anzutreffen. Dort wo der Silt seine Kreuzschichtung nicht mehr zeigt, ist er äolisch abgelagert, was seine Verzahnung mit dem Löß beweist.

Beide Aufschlüsse charakterisieren den Aufbau der Praterterrasse und deren Entstehung: über dem glazifluvial aufgeschüttetem Schotterkörper folgt ein Wechsel von Schlamm- und Feinsandabsätzen, aus denen sich durch ortsnah äolische Umlagerung der Löß ableitet. Diese aus den Profilen ablesbare Horizontfolge ist auch in der Horizontalen (bei einem S—N-Schnitt durch die Praterterrasse) zu erkennen (siehe hierzu Kärtchen 3): Zwischen der Zone der Rußbach- und Stempfelbachanschwemmung und der Zone der rezenten Mäander ist ein breiter Streifen, der den vorher



Abb. 9. Schottergrube westl. Süßenbrunn (Punkt 40)

beschriebenen Profilaufbau besitzt. Je weiter wir innerhalb dieses Streifens nach S gehen (gegen den Strom zu), desto stärker wird der Anteil an Silt, während umgekehrt der Löß bis zum Kleinen Wagram zunimmt und diesen zum Teil noch verkleidet. Gleichzeitig mit der Aufwehung dieses ortsnahen Lösses wurde auch der Silt von Winden erfaßt und zu Dünen aufgeschichtet. Dieser zusammengewehte Silt hat von Verfassern die Arbeitsbezeichnung „jüngerer Flugsand“ erhalten. Seine Dünen sind besonders gut im Raum Fuchsbigel—Breitenstetten erhalten, die Entstehungszeit kann nur innerhalb zweier Zeitmarken liegen: 1. Der Schotterkörper der Praterterrasse ist noch pleistozän, u. zw. dem Hochglazial der letzten Kaltzeit entsprechend. Die Sedimente auf ihm können nur spätglazial sein; die Umlagerung dieser zu Löß und jüngerem Flugsand war gleichzeitig oder unmittelbar anschließend an die Ablagerung. 2. Die Dünen des jüngeren Flugsandes werden von Tschernosem bedeckt, welche diese an der Weiterwanderung hindern. Fink (Vortrag an der Hochschule für Bodenkultur, 1953) hat eine Reihe von pedologischen Beweisen dafür vorgelegt, daß unter heutigem Klima im niederösterreichischen Raum kein Tschernosem mehr gebildet werden kann, sondern heute die Boden-

¹⁾ Die Bezeichnung „Silt“ entstammt der amerikanischen Kornfraktionsnomenklatur, worunter der feinere Feinsand und der gröbere Schluff verstanden wird. Manche Autoren bezeichnen mit diesem Begriff auch den Kalkreichtum des Substrats, was eigentlich nicht richtig ist. Im Gebiet des Donaauraumes trifft aber die Verbindung immer zu.

entwicklung aus Rohböden nur bis zu unentwickelten Braunerden führt. Alle im niederösterreichischen Raum vorhandenen echten Tsohernoseme stammen aus der Zeit des Klimaoptimums des Postglazials, in dem extremere Temperaturen vorhanden gewesen sind. Somit bleibt für die Entstehungszeit der Dünen (sofern diese noch durch eine Bodendecke paralytisiert sind) nur der zwischen 1. und 2. liegende Zeitraum.

Beide Flugsande, sowohl der ältere als auch der jüngere, sind aber durch anthropogenen Einfluß wieder mobil gemacht worden, wobei besonders der ältere in weiten Räumen in Bewegung kam (vgl. Kärtchen 3). Daneben finden sich noch andere, derzeit in Bewegung befindliche Flugsande (siehe Kärtchen 3), über die nach Abschluß der pedologischen und sediment-petrographischen Untersuchungen gesondert berichtet werden wird.

Man hatte früher Schotterkörper und daraufliegenden Sedimenten der Praterterrasse deshalb eine rezente Bildungszeit zugeschrieben, weil man unter dem Eindruck der großen Überschwemmungen der Donau gestanden hatte. Vor der Regulierung von zahlreichen Flußarmen durchzogen, reichte das Hochwasser — wenn ein Eisstoß die seichten Arme blockierte — bis an den Kleinen Wagram. Einer der markantesten Donauarme war der Lobarm, der über Eßling nach Franzensdorf und weiter nach Orth führt. Auch der Rußbach ab Deutsch Wagram, dessen Abschwenkungen nach O man auf den ersten Blick als Verschleppung auffassen könnte, entspricht einem alten Donauarm¹⁾. Mit den Überschwemmungen war aber nur eine unwesentliche Überschiebung verbunden gewesen. Die sogenannten „alluvialen Sedimente“ auf der Praterterrasse werden nur in dem südlichsten Teil, in der „Zone der rezenten Mäander“, mächtiger. Die Tschernoseme mit ihren Wühlgängen der Steppentiere und den intensiven Regenwurmspuren zeigen, daß die Überschwemmungen im Hauptteil der Praterterrasse keine besondere Bedeutung besaßen.

Es hat daher sehr lange gedauert, bis man sich vom aktualistischen Eindruck des breiten Stromes und dessen Wirkung lösen konnte — vor allem die grundlegende Arbeit Sörgels, daß die Terrassen klimabedingt und daher die großen Schottermassen nur pleistozän sein können, haben den ersten Anstoß zu einer anderen Deutung gegeben. Wirkliche Beweise wurden aber erst durch die Beobachtungen Küppers erbracht, der in dem oben beschriebenen Aufschluß von Süßenbrunn pleistozäne Faunenreste nachweisen konnte. Auch war Küpper (1950) der erste, der die Aufmerksamkeit auf die großen Blöcke innerhalb der verschiedenen Schotterkörper (Blockpackungen) lenkte und auf den in der Praterterrasse eingelagerten sogar Gletscherkritzung nachweisen konnte. Noch durfte aber gegen diese Funde (Molaren von *Elephas primigenius* und gekritzte Blöcke) ins Treffen geführt werden, daß sie durch Umlagerung von höheren Terrassen in die Praterterrasse gelangt sein konnten. Dennoch hat Grill (1949) bereits erklärt, daß „es nicht ausgeschlossen sei, daß zumindest der tiefere Teil der Schotter pleistozän sein könnte“; siehe auch geologische Karte von Wien (1952). Andererseits blieb der Unterschied Gänserndorfer Terrasse = stärkste Kryoturhation, Praterterrasse = fluviatile ungestörte

¹⁾ Im Gegensatz dazu handelt es sich bei dem WNW—OSO gerichteten Laufstück des Rußbaches zwischen Oberndorf und Bockfließ um eine tatsächliche Verschleppung im Jungpleistozän als Folge der Akkumulation der Gänserndorfer Terrasse.

Schichtung, bestehen, so daß der exakte Nachweis für das pleistozäne Alter der Praterterrasse doch erst gesucht werden mußte. Verfassern war es aber möglich, bei der systematischen Durchkämmung der zahlreichen, im Praterniveau liegenden Schottergruben in einer erst kürzere Zeit in Betrieb befindlichen Grube südlich Gerasdorf eindeutige Kryoturbationen zu finden. An der Straße Leopoldau—Gerasdorf, 800 m südlich des Ortesendes von Gerasdorf, liegt der auf Kärtchen 1 als Punkt 39 eingetragene Aufschluß mit folgendem Profil:

- 0.5—0.6 m Tschernosem, allmählich übergehend in
- 0.1—0.2 m Löß, im Gefüge nicht besonders deutlich, aber noch als solcher zu erkennen,
- 0.2 m horizontal liegendes, unverfärbtes Schotterband,
- 2.5 m Kryoturbationszone, normale Taschen mit steilstehenden und zum Teil überstürzten Schotterpaketen; Schotter unverfärbt. Die Basis der Kryoturbationszone scheint mit der Abbausohle zusammenzufallen.

Die Kryoturbation ist 15 m lang aufgeschlossen. Im übrigen Teil der Schottergrube liegt der Schotter in rein fluviatiler Lagerung, wobei im nördlichen Teil ein W—O ziehender alter Donauarm angeschnitten ist, so daß dort, ähnlich dem Profil in Süßenbrunn, Silt und Aulehm und dann erst untypischer Löß folgt. In diesem Bereich ist die Bodenoberfläche ganz leicht „eingedellt“.

Die Schottergrube liegt eindeutig im Praterterrassenfeld; der Kleine Wagram verläuft erst nördlich von Gerasdorf. Schon Grill (1949) hat darauf hingewiesen, daß „die kleinen, aufgelösten Erhebungen zwischen Floridsdorfer Zentralfriedhof und Gerasdorf vielleicht Reste einer älteren Terrasse sein könnten“, der Wagram aber eindeutig nördlich von diesen hinzieht. Selbst diese etwaigen Reste — denen Verfasser keine Selbständigkeit zubilligen — liegen nördlich der Straße Stammersdorf—Gerasdorf und somit fast 1 km nördlich des Aufschlusses. Daber gehören die Brodelböden in Punkt 39 der Praterterrasse an.

Neben dieser Beobachtung ist ein zweites ebenso stichhaltiges Moment für das pleistozäne Alter der Praterterrasse die Zerdellung des Gänserndorfer Terrassenrandes: Bereits bei der Beschreibung der Gänserndorfer Terrasse wurde auf die zum Teil gute Erhaltung der heute toten Hohlformen hingewiesen, die wenige 100 m innerhalb des Terrassenrandes beginnen und auf die Praterterrasse ausmünden. Ihre Entstehung ist nur durch periglaziale Talbildung verständlich — Büdel (1944) — was aber heißt, daß die Dellen auf einen noch eiszeitlich aufgeschütteten Schotterkörper ausmünden müssen, eben auf die Praterterrasse. Es ist somit klar erwiesen, daß nach der Aufschotterung der Gänserndorfer Terrasse (Kaltzeit) und ihrer lateralerosiven Unterschneidung (Warmzeit) zumindest noch eine Kaltzeit, in welcher die Praterterrasse akkumuliert wurde, gefolgt sein muß. Diese Kaltzeit war, gemessen an dem mächtigen Schotterkörper der Praterterrasse, ebenso prägnant gewesen wie jene, in der die Gänserndorfer Terrasse aufgeschottert wurde.

Unsere Beobachtungen lassen allerdings die Möglichkeit offen, daß die Kaltzeit, in der die Praterterrasse akkumuliert wurde, noch nicht die letzte war. Ungefähr an der N-Grenze der „Zone der rezenten Mäander“ (Kärtchen 3) liegt eine ganz niedrige Bodenschwelle (der Ort mit dem charakteristischen Namen Wagram an der Donau liegt u. a. auf ihr). Diese letzte Einsenkung scheint erst der historischen Zeit anzugehören. Wir sind auf ihre Bedeutung durch eine freundliche mündliche Mitteilung Herrn Dir. Piffis aufmerksam geworden, der im Tullner Feld die gleiche

Terrassenfolge für die tiefsten Einheiten wie im Marchfeld nachweisen konnte. Auch dort ist noch eine kleine Absenkung zu einer tiefsten, absolut holozänen Flur vorhanden, während der der Gänserndorfer Terrasse entsprechende Rand ebenfalls zerdellt ist. Den Veröffentlichungen Piffils soll hier aber nicht weiter vorgegriffen werden.

Von den

höheren Terrassen

nördlich der Donau wurde schon früher erwähnt, daß sie sich etwa halbkreisförmig um das Herrenholz gruppieren. Ihre Beschreibung kann hier kürzer gehalten sein, weil Grill (1949) diesen Raum genauestens kartiert hat. Außerdem sind seine Feldbeobachtungen durch ein dichtes Netz von Bohrpunkten untermauert. Über die von diesem Raum auf Kärtchen 1 festgehaltenen Punkte wäre folgendes quartärgeologisch wichtig:

Punkt 19 am Terrassenrand der Laaerbergterrasse des Herrenholzes zeigt unmittelbar auf dem Tegel den rezenten Boden (1 m mächtige Braunerde mit starkem Kalkanreicherungshorizont).

Nur selten finden sich auf dem Herrenholz Reste von Laaerbergsschotter. Die Schotterkappe ist solifluidal entfernt worden. Die Ebenheit des Herrenholzes ist aber auch — gemessen an dem großen Areal des Wiener- und Laaerberges oder der Schmelz — äußerst klein. Die Tegeloberkante stimmt N und S der Donau überein.

Punkt 20 liegt bereits auf der nächst tieferen Wienerbergterrasse, die nordöstlich des Herrenholzes in bester Erhaltung vorliegt. Leider fehlt diesem Raum ein brauchbarer Flurname, der als *locus typicus* herangezogen werden könnte. Die Schotter liegen bis an die Oberkante, die Aulehmdecke ist nur durch vereinzelte Kalkschluffnester auf dem Schotter angedeutet.

Die Aulehmdecke war nördlich der Donau wahrscheinlich nie mächtig gewesen, denn die Schotter sind — besonders in Punkt 21 und entlang des N-Abfalles der Terrasse — stark kryoturpat gelagert und durch ein braunrotes Bindemittel verkittet, so daß die Aufschlüsse an den Typ der Laaerbergterrasse erinnern.

Die nächsttiefere Arsenalterrasse ist durch keinen Aufschluß vertreten und lediglich morphologisch durch die Ebenheiten südlich des Herrenholzes und den kleinen Sporn bei Kote 197 (ONO Herrenholz) nachgewiesen.

Groß und mächtig dehnt sich hingegen die Flur der höheren Terrasse westlich Seyring östlich und nordöstlich vom Herrenholz aus (daher von hier die Namensableitung). Sie kann an mehreren Aufschlüssen studiert werden. Im donauabgewendeten hinteren Teil trägt sie einheitlich den älteren Flugsand in durchschnittlich 0.5 m mächtiger Bedeckung, gegen das Rendezvous zu ist sie durch das aus der großen Delle vom Herrenholz herabgespülte Lößmaterial von diesem überdeckt. Weiter gegen S, gegen die Donau zu, folgt primäre Lößüberdeckung infolge der Nähe des Terrassenrandes. Ihr Typ wechselt daher von reinem Schotter+Flugsand (Punkt 32) zu Überdeckung mit Maurer (Punkt 31) zu starker Überlößung (Punkt 29 und 30):

Punkt 32, neue Schottergrube unmittelbar östlich der Brünner Reichstraße bei Kote 183, zeigt folgendes Bild:

Der rezente Boden ist Ortsboden aus älterem Flugsand (Farbwert 10 YR 3/2), ist zum größten Teil abgetragen oder Aushub am Grubenrand. Der darunterliegende Schotter ist 3 m tief kryoturpat gestaucht, sogar der noch tiefere Schotter zeigt ganz leichte Wellung. Hangend in der Kryoturbationszone mehrere mit Sand gefüllte Taschen. Schotter zum Teil durch rostroten, tonigen Sand verkittet (Farbwert 7½ YR 5/8), besonders die oberen Teile der Kryoturbationszone sind intensiv gefärbt, da dort eine alte Bodenbildung eingewürgt ist. Auch der darunterliegende, horizontale Schotter zum Teil in starker Anfärbung. In ihm grobe Blöcke, meist Gneis. Basal folgt gelber tertiärer Sand. Die Tertiäroberkante liegt bei 175—177 m.

Diese Höhe entspricht den von Grill (1949) mitgeteilten Werten für die beiden großen Schottergruben östlich des Rendezvous (Punkt 31), den Punkten 29 und 30 sowie den verschiedenen Aufschlüssen südlich der Donau.

Punkt 31: Die beiden großen Schottergruben zeigen jeweils über dem Tertiärsand 3-5 m fluviatil gelagerten Schotter. Basal liegen große Blöcke, auf die Küpper (1950) besonders aufmerksam gemacht hat. Sie wurden von Exner (siehe Küpper) petrographisch untersucht. Über dem Schotter folgt die 2 m mächtige „Maurerschichte“, also jene Kryoturbationszone, in der die Schotter stark zurücktreten, nur mehr Schnüre und Girlanden bilden und das Hauptmaterial Löß ist. Darüber folgt Löß mit deutlicher Schichtung von ungefähr 2 m Mächtigkeit.

In der südlichen Schottergrube liegt an der Oberkante Schotter, eine Verlehmungszone ist in Resten erhalten, welche auch in dem folgend beschriebenen Aufschluß anzutreffen ist.

Der Maurer kann sich nur dort bilden, wo genügend solifluidaler Löß zur Verfügung steht. Durch die große Delle vom Herrenholz wurden die Lößmassen über den Schotterkörper der höheren Terrasse westlich Seyring gelagert. Dadurch ist unmittelbar um das Rendezvous die Terrassenoberkante etwas höher als im übrigen Bereich. Die Tertiäroberkante ist aber bei ± 175 m unverändert.

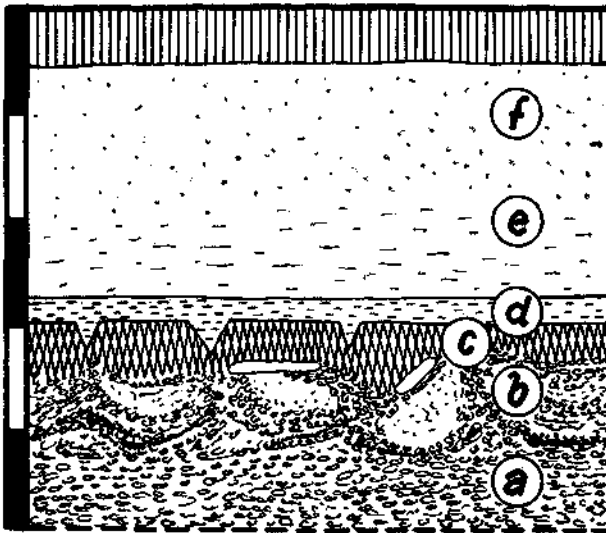


Abb. 10. Schottergrube nördl. Stammersdorf (Punkt 30)

Punkt 30, aufgelassene Schottergrube unmittelbar westlich der Brünner Reichsstraße nördlich Stammersdorf. Grill (1949) hat von hier bereits Brodelbodenbildung an der Schotteroberkante und dem Schotter auf-sitzende „ältere Lehme“ beschrieben. Ergänzend wollen wir noch mitteilen (siehe dazu Abb. 10):

Über fluviatil gelagertem Schotter (a) liegt die Kryoturbationszone (b), die hangend mit einer Verlehmungzone (c) abschließt. An der Unterkante der Verlehmungzone liegt in großen Platten, zum Teil mäßig verstellt, der Kalkanreicherungs-horizont. In die Oberkante der Verlehmungzone ist in kleinen Keilen Schwemmlöß eingefüllt, der darüber eine geschlossene Lage (d) bildet. Er geht allmählich in untypischen, noch etwas verschwemmten Löß (e) über, der seinerseits wieder allmählich in typischen Löß (f) übergeht. Der rezente Boden ist verbraunter Tschernosem.

In den als Punkt 29 festgehaltenen verfallenen Aufschlüssen entlang des Feldweges Stammersdorf—Rendezvous ist die in Punkt 30 beschriebene Anordnung etwas undeutlich anzutreffen.

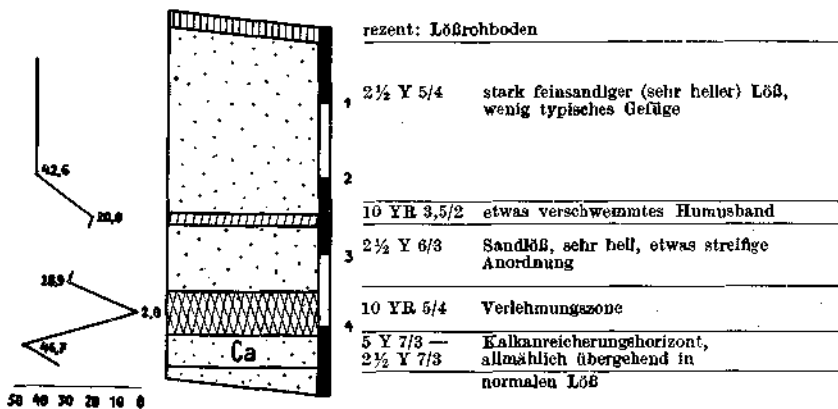


Abb. 11. Kellergasse Stammersdorf, gegenüber von Nr. 46 (Punkt 26)

Sind alle diese Aufschlüsse auf Grund der Tertiäroberkante bei ± 175 m der höheren Terrasse westlich Seyring zuzuordnen, so fällt weiter gegen W im Bereich der beiden Kellergassen von Stammersdorf und Strebersdorf diese Zuordnungsmöglichkeit weg. Die starke Unterschneidung der Donau bei Annäherung an die Wiener Pforte ließ hier nur eine sehr verwischte Terrassentreppe zu, die in den Profilen 5 a und b dargestellt ist. Auch solifluidale Schuttdecken schalten sich mit Annäherung an den Bisamberg ein. Dadurch sind zwei Lößprofile, in denen fossile Böden enthalten sind — Punkt 26 in der Kellergasse Stammersdorf (siehe Abb. 11) und Punkt 27 in der Kellergasse Strebersdorf (siehe Abb. 12) — in ihrer morphologischen Position nicht ganz genau zu fassen. Punkt 26 liegt noch auf der Arsenalterrasse, scheint schon den Abfall zur Wienerbergterrasse auszukleiden. Der fossile Boden ist wenig interessant, da in dieser Höhenlage (bezogen auf die Altersstellung) aus anderen Teilen Niederösterreichs und Mährens mehrere Verlehmungszonen übereinander bereits bekannt sind¹⁾.

¹⁾ Vgl. Bild 2 aus Mohr (1944).

Ganz anders im Punkt 27. Der Aufschluß liegt in einem teilweise ausgemauerten Weinkeller (Solifluktionsschutt!). Es konnten nur von jenen Straten, welche in Abb. 12 in der Beschreibung mit Farbwerten versehen sind, Proben entnommen werden, die aber infolge Ausschwefelung der Fässer im Keller mit Sulfiden angereichert und so für eine Karbonatbestimmung nicht verwendbar sind.

In der Strebersdorfer Kellergasse ist nur die Gänserndorfer Terrasse (unmittelbar hinter dem Pestkreuz) durch den Ausbiß eines horizontal liegenden Schotters erkennbar, tritt auch als Verebnung hervor. Weiter wäre vielleicht noch die Ehenheit der höheren Terrasse westlich Seyring zu erkennen, die ungefähr mit dem nach O (gegen Stammersdorf) abzweigenden Feldweg zusammenfällt. An der Wegegabel selbst beißen

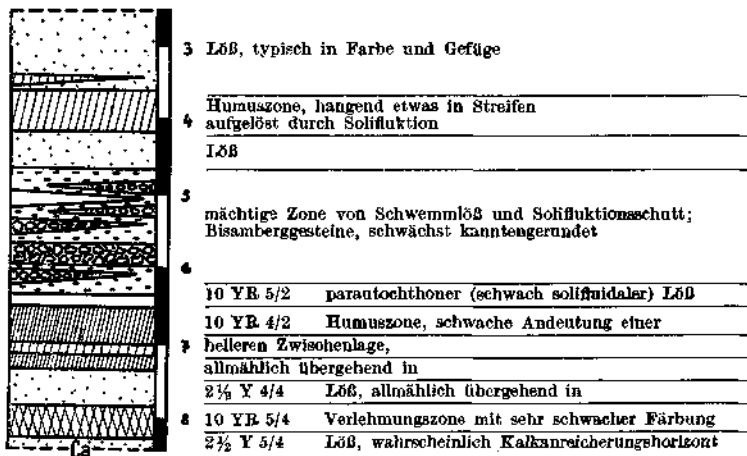


Abb. 12. Kellergasse Strebersdorf, Landstraße Nr. 28 (Punkt 27)

Schotter aus, die wahrscheinlich diesem Schotterkörper angehören können. Dazwischen läge nun die Simmeringer Terrasse, für deren Anwesenheit hier aber keine morphologischen Beweise vorhanden sind. Auf Grund der tiefen Lage müßte man wohl den Aufschluß Punkt 27, dessen Basis noch nicht erreicht ist, der Gänserndorfer Terrasse oder zumindest ihrem hintersten Ende zuordnen. Er läge damit ähnlich dem Aufschluß Mannswörth-Reichsstraße, wo ebenfalls der Abfall zu den nächst höheren Einheiten ziemlich nahe ist.

Gegen N (ungefähr ab der Wegegabelung Brüner Reichsstraße—Abzweigung Seyring) streicht der Terrassenrand der höheren Terrasse westlich Seyring, der schon südlich nicht besonders deutlich ist, dort aber von Grill durch Bohrprofile helegt wurde, aus. Beide Schotterkörper verschmelzen oberflächlich zu einer Einheit. Am Typus ändert sich nichts, da die von Punkt 32 beschriebenen Verhältnisse der höheren Terrasse westlich Seyring auch für die Punkte 33, 34 und 35 Geltung haben.

Punkte 34 und 35 sind zwei kleine Aufschlüsse, in denen der frostgestauchte Schotter (hangend überdeckt von Ortboden aus älterem Flugsand) in unregelmäßigen Taschen auf kreuzgeschichtetem Sand aufsitzt. Unter dem Sand folgt (in Punkt 35 aufgeschlossen)

ein sehr feiner, weißer Schotter, der sich deutlich von dem hangenden unterscheidet. Wir glauben Sand und unverfärbten Feinschotter schon dem Tertiärsockel zurechnen zu dürfen.

Punkt 33 bezeichnet eine teilweise verfallene Schottergrube an der Straße Neuwirtschafts (Brünner Reichsstraße)—Großebersdorf. Der Aufschluß ist deshalb von Interesse, weil in die nur schwach kryoturbiert gelagerte Schotteroberkante 0.5—0.8 m tiefe Keile eingesenkt sind, die mit hellbraunen Sand gefüllt sind. Über der Kryoturbationszone folgt der schon von vielen Aufschlüssen beschriebene horizontale dünne Schotter-schleier und auf diesem der braune, ältere Flugsand mit dem entsprechenden Ortsboden. Infolge Nachsackung des Sandes in den (Eis)Keilen ist das 0.2 m mächtige horizontale Schotterband darüber etwas eingebogen.

Während somit gegen den Großen Wagram zu höhere Terrasse westlich Seyring und Simmeringer Terrasse östlich des Bisamberges verschmelzen, ist südlich der Abzweigung Brünner Reichsstraße—Seyring der Abfall vorhanden (siehe oben). Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. Grill ist die Sprunghöhe an der Tertiäroberkante ungefähr 10 m, so daß die Terrassenbasis der Simmeringer Terrasse bei ± 165 m liegen muß. Dies gibt wieder eine gute Übereinstimmung der Verhältnisse nördlich und südlich der Donau.

Im Bereich der Simmeringer Terrasse liegen hier nur zwei größere Aufschlüsse, die als Punkte 36 und 37 auf Kärtchen 2 eingetragen sind:

Punkt 36 ist eine große, zum Teil verfallene Schottergrube unmittelbar nördlich der Straße Seyring—Brünner Reichsstraße. Unter dem älteren Flugsand liegt der horizontale Schotterschleier, darunter 2 m mächtig die Kryoturbationszone. Der basal liegende Schotter ist wesentlich feiner als der der Aufschlüsse der höheren Terrasse westlich Seyring. In der Kryoturbationszone hingegen ist der Schotter ziemlich grob. Wieder ist ein mächtiger (alter) Ca-Horizont eingewürgt, eine alte dazugehörige Bodenbildung fehlt hingegen.

Punkt 37 ist eine derzeit in starkem Ausbau befindliche Schottergrube am Kleinen Wagram unmittelbar am Abfall gegen die Gänserndorfer Terrasse, der hier infolge einer N—S verlaufenden Delle wenig ausgeprägt ist. Durch diese Delle ist auch der östliche Teil des Aufschlusses etwas gestört, in ihm liegt unter einem 0.6 m mächtigen Boden (TschernoSEM) ein sandiges Material, die Kryoturbationszone ist hier angeschnitten und durch umgelagerten, schwach gegen O einfallenden Schotter ersetzt. Im westlichen Teil hingegen findet sich das normale Profil: dünne Bodenbildung (TschernoSEM auf Löß), darunter Kryoturbationszone vom Typus Maurer. Dazwischen wieder der dünne Schotterschleier, der sich im östlichen Teil zu dem umgelagerten Schotter verdickt. Unter dem Maurer (der somit gegen O auskeilt) folgt normaler horizontaler Schotter, in den regellos große Blöcke eingestreut sind.

Schlußbetrachtungen

Im Wiener Raum vollzieht sich der Übergang vom alpinen Kerngebiet zu den weiten Ebenen des Ostens, so daß die von verschiedenen Autoren für Mitteleuropa herausgearbeiteten Gesetzmäßigkeiten nur hedingt anwendbar sind. Im folgenden wird nur auf einige allgemeine Gesichtspunkte eingegangen:

Beeinflusst durch die großen Arbeiten Pencks nahm eine Reihe von Forschern eine Trennung der Akkumulationsterrassen des Wiener Raumes in eine ältere Gruppe (Laaerberg bis Arsenal) und eine jüngere Gruppe vor. Die ältere Terrassengruppe wurde in das Pliozän gestellt, als Ursache ihrer Entstehung wurden tektonische Bewegungen und damit verbundene Änderungen in der Verteilung von Land und Meer während des ausklingenden Pliozäns im SO Europas angenommen. Für die Schotter der tieferen Terrassen nahmen Penck und mit ihm diese Autoren glazifluvialen

Ursprung an. Die Akkumulation wurde durch Überlastung der Flüsse mit Schottern unter dem Einfluß der Vergletscherung erklärt, der im folgenden Interglazial die Zerschneidung des aufgeschütteten Schuttfächers folgte. Zur Erklärung der interglazialen Tiefenerosion, die bis unter die Basis der Schotter eingriff, zog Penck nach Aussetzen der Schuttfuhr (als Folge des Gletscherrückzuges) die Störung des Normalgefälles durch die vorangegangene Akkumulation und auch Krustenbewegungen heran (die Krustenbewegungen hätten demnach die Zerschneidung bis unter die Terrassenbasis bedingt).

Mit anderen Forschern zusammen sind Verfasser aber der Meinung, daß die Akkumulationsterrassen des Wiener Raumes völlig gleich gebaut sind und daher für sie alle gleiche Bildungsbedingungen angenommen werden müssen: Der Akkumulation der Laaerbergsschotter folgte eine Erosionsphase, in der nicht nur der Schotterkörper selbst, sondern auch deren Tegelsockel — dem sie diskordant aufgelagert sind — zerschnitten wurde. So liegt die Oberkante des Paunons am Laaerberg in ungefähr 240 m, in den Rudolfsziegelöfen hingegen bei rund 210 m Höhe. 30 m hatte also der Strom sein Bett in das Liegende der Schotter vertieft, ehe er erneut zu akkulieren begann. Abermals folgte eine Erosionsphase; die Basis der Arsenalsschotter liegt bei 190 m, ihre Mächtigkeit beträgt rund 10 m. Ebenso ist auch in den tieferen Terrassen — siehe Küpper (1950) — eine Eintiefung bis in das Liegende der jeweils letzten Schotter erfolgt. Die letzte Erosionsphase — vor Ablagerung des Schotterkörpers der Praterterrasse — greift sogar unter das heutige Donaniveau hinunter (siehe Profil 6).

Halten wir daher fest: Jeweils hat eine beträchtliche Absenkung der Erosionsbasis oder eine kräftige Hebung — was in der Wirkung einander gleichkäme — in unserem Raum stattgefunden. Wir halten das erstere für wahrscheinlich, da sich tektonische Bewegungen dieser Art in unserem Gebiet nicht nachweisen lassen. Wie soll aber dieser regelmäßige Wechsel von Erosion und Akkumulation erklärt werden? Welche Ursachen zwangen den Fluß, nach einer Zeit der Eintiefung wieder zu akkulieren? Wir glauben nicht, daß ein Stillstand der die Erosion verursachenden Kräfte schon ausreicht, eine Akkumulation mächtiger Schotterkörper zu erklären. Die Annahme, daß jeder tektonisch bedingten Senkung der Erosionsbasis eine Hebung derselben gefolgt wäre oder eine Hebung im Einzugsbereich des Flusses (die jenen zwang, zu akkulieren), scheint uns ebenfalls unwahrscheinlich, wenn man die Regelmäßigkeit bedenkt, mit der sich diese Ereignisse tatsächlich abgespielt haben. Die von Pfannenstiel (1944, 1950) für das Schwarze Meer und Mittelmeer beschriebenen Transgressionen können als Ursachen nicht herangezogen werden, weil diese in die Warmzeiten fallen. Die Akkumulation der Schotter fällt hingegen jeweils in die Kaltzeiten, wie viele Blockpackungen beweisen¹⁾. Die

¹⁾ Küpper (1950) hat bereits die Blöcke — die vorwiegend an der Basis der Schotterkörper liegen — als Beweis für das pleistozäne Alter aller Akkumulationsterrassen des Wiener Raumes herangezogen. Es müssen diese Blöcke jedoch nicht unbedingt zu Beginn einer Aufschotterung abgelagert worden sein. Ursprünglich unregelmäßig im Schotterkörper verteilt, wurden sie von der durch sommerliche Schmelzhochwässer verursachten Umlagerung infolge ihrer Größe nicht erfaßt, blieben liegen und gelangten so an die Basis des Schotterkörpers. Als Transportmittel für diese Blöcke, die mitunter

Ursache kann daher nur klimatischer Natur (im Sinne Sörgels) sein. Wir befinden uns hier in voller Übereinstimmung mit Mohr (1944), der für den mährischen Raum ebenfalls nur klimatische Entstehung annahm. Wenn auch Woldstedt (1952) in seiner zusammenfassenden Darstellung über die Bildung quartärer Terrassen das Nebeneinander klimatischer, eustatischer und tektonischer Entstehung an vielen Beispielen demonstrierte, so scheint doch, daß die Wiener Terrassen eben wegen ihres gleichmäßigen Aufbaues nur auf eine Entstehungsursache zurückzuführen sind ¹⁾.

Penck lehnte die von Sörgel vertretene, klimatisch bedingte Akkumulation ab und deutete die Schotter (seiner pleistozänen Terrassen) glazifluviatil. Dies bedeutet, daß ein Schotterfächer von seiner Wurzel im Moränengebiet aus kontinuierlich an relativer Höhe und Mächtigkeit abnimmt. Dies trifft aber nur für das engste periglaziale Gebiet zu, in diesem Fall für das bayrische und oberösterreichische Alpenvorland. Mit Zunahme des solifluidal gelieferten Materials bleibt aber die Höhe konstant. Und dies muß für den Donaulauf in Niederösterreich bereits zutreffen. Nach Penck (1909) sinken aber die älteren Deckenschotter — die sich im Raum von Steyr noch in +100 m relativer Höhe befinden — im Gebiet zwischen Wallsee und Melk von +60 m auf +30 m ab ²⁾, behalten jedoch dann donauabwärts bis in den Wiener Raum diese relative Höhe bei. Die früher dargelegten Beobachtungen und die anderer Autoren sprechen aber eindeutig dafür, daß die oberste pleistozäne Terrasse im Raum von Wien immer noch bei +100 m liegt und somit keine Abnahme der relativen Höhe eingetreten ist. Es wäre daher notwendig, die Parallelisierung und Gliederung, die Hassinger (1905) und Penck (1909) gegeben haben, durch Neuaufnahmen des kritischen Donauhauptquerschnittes zu überprüfen.

einen Durchmesser von 1 m erreichen, kann nur — wie Küpper vermutet — Treibeis in Frage kommen. Die Möglichkeit, daß sie — jeweils vom Stromwirbel flußabwärts unterspült — weiterkollerten, ist bei der Weite des Transportweges nicht anzunehmen. Wie aus der Tabelle Küppers zu entnehmen ist, stammt ein Großteil der Blöcke aus dem periglazialen Raum.

Diese Blockpackungen wurden bisher nur aus den jüngeren Terrassen nachgewiesen. Suess (1862) beschreibt erratische Blöcke aus den „Belvedereschottern“, von denen aber nicht sicher ist, ob sie nicht bereits der höheren Terrasse westlich Seyring angehören (vgl. Punkt 10 und 18).

¹⁾ Verfasser weisen hier auf ein weiteres Problem hin, das ebenfalls der Lösung bedarf: Die der Akkumulation der Gänserndorfer Terrasse folgende Erosion hat nicht nur den Schotterkörper derselben zerschnitten, sondern auch noch deren Tegelsockel. Die Tegeloberkante der Gänserndorfer Terrasse liegt bei zirka 155 m, die der Praterterrasse rund 10 m unter dem heutigen Donauspiegel bei 148 m. Verfasser glauben nun nicht, daß sich die tiefe Lage der Tegeloberkante im Bereich der Praterterrasse ohne Störung des Normalgefälles, etwa nur durch erhöhte Wasserführung, erklären läßt. Die Zerschneidung des Tegelsockels der Gänserndorfer Terrasse scheint vielmehr damit erklärbar zu sein, daß während dieser Erosionszeit die Erosionsbasis für das Wiener Becken tiefer lag als heute. Da auf Grund der großen Entfernung und der dazwischengeschalteten Riegel (z. B. Donaudurchbruch westlich Budapest) kaum anzunehmen ist, daß sich die Spiegelschwankungen, die Pfannenstiel (1950) im Gebiet des Schwarzen Meeres nachgewiesen hat, in der verhältnismäßig kurzen Zeit, die hierfür zur Verfügung stand, bis in unseren Raum bemerkbar machten, dürfte es sich eher um eine Änderung in der lokalen Erosionsbasis des Wiener Beckens handeln. Tektonische Senkungen wurden von verschiedenen Forschern für das Jungpleistozän in der kleinen ungarischen Tiefebene festgestellt.

²⁾ Die erste Angabe bezieht sich auf die Sohle des Schotterkörpers.

Fassen wir kurz die Beweise für das pleistozäne Alter der „älteren Terrassengruppen“ zusammen:

1. Papp und Thenius (1949) stellen die im Laaerbergsschotter gefundenen Faunenreste auf Grund der von ihnen und anderen Autoren angenommenen Verschiebung der Pleistozängrenze vor das Villafranciano, in ein frühes Glazial.

2. Hat besonders Küpper (1950) darauf hingewiesen, daß die Laaerbergsschotter im Wiener Becken diskordant auf verschiedenen alten Schichten aufliegen, somit einen völlig neuen Zeitabschnitt einleiten.

3. Die als Punkt 7 und 8 beschriebenen Aufschlüsse zeigen klar das pleistozäne Alter der Wienerbergterrasse an; es ist daher erlaubt, auch die unmittelbar anschließende oberste Akkumulationsterrasse des Wiener Raumes dem Pleistozän zuzurechnen.

4. Auch die Gleichmäßigkeit in der Ausbildung sämtlicher Akkumulationsterrassen im Gebiet um Wien spricht für eine gleiche Entstehungsursache: a) Die Kryoturbationen könnten theoretisch ein letzteiszeitlicher, alle Terrassen umfassender Vorgang sein; da sie aber auf der Wienerbergterrasse unter ungestörter Aulehmdecke liegen, sind sie zumindest dort altpleistozän. Sinngemäß gilt dies auch für die anderen Terrassen, wo etwa auf der Gänserndorfer Terrasse ein Löß — äquivalent der Praterterrasse — liegt usw. b) Die Unterschneidung jeder Terrasse bis unter den Terrassensockel der jeweils tieferen.

Freilich können Vergleiche mit einwandfrei pliozänen Akkumulationsterrassen im Wiener Raum nicht gezogen werden. Es wäre in hiefür geeigneten Räumen zu überprüfen, inwieweit hier größere morphologische Unterschiede bestehen.

Eine detaillierte Altersbestimmung bleibt der Paläontologie vorbehalten. Auf Grund unserer Beobachtungen stellen wir lediglich eine höhere Terrassengruppe (Laaerberg bis Arsenal) den tieferen Terrassen gegenüber. Im Abfall der Wienerberg- gegen die Arsenalterrasse liegt in den Rudolfsziegelöfen der mächtige fossile Boden, der kein Analogon auf tieferen Terrassen besitzt. Entsprechend unseren früheren Ausführungen können wir gemeinsam mit anderen Autoren diese alte Bodenbildung dem großen Interglazial zuordnen, das gleichzeitig die starke Ferretisierung der älteren Schotter (sofern nicht die Aulehmdecke darüberlag) bewirkte. Wir stellen daher die obere Terrassengruppe in die Zeit vom Beginn des Pleistozäns bis zum großen Interglazial.

Die tieferen Terrassen wären demnach Riß und Würm zuzuordnen. Auch hier halten wir eine genaue zeitliche Zuordnung für verfrüht. Nur für eine Terrasse läßt sich die Altersstellung einwandfrei erweisen: für die Praterterrasse. Wir sind mit Küpper der Meinung, daß die Praterterrasse in das Pleistozän zu stellen ist: 1. Liegen in dem Aufschluß südlich Gerasdorf (Punkt 39) Kryoturbationen, 2. liegt über der Praterterrasse gleichmäßig eine Lößhaut und 3. ist die Gänserndorfer Terrasse zerdellt.

Das Alter der drei zwischen Arsenal- und Praterterrasse liegenden Einheiten ist noch nicht genau bestimmbar (vgl. Profil 6). Innerhalb dieser drei Terrassen liegt auch die „Stadtterrasse“, von der bisher noch nicht gesprochen wurde:

Von fast allen Autoren wurde sie bisher mit der Simmeringer Terrasse gleichgestellt, wobei aber durch die Bezeichnung „Stadt- und Simmeringer

Terrasse“ eben jener Unterschied im Aufbau betont wurde, der für diese beiden Terrassen typisch ist: die Simmeringer Terrasse führt unter dem LÖB Rundsotter, die Stadterrasse hingegen zwischen Rundsotter und LÖB eine mächtige Decke von Plattelsotter.

Aus dem Raum um den Stephansplatz ist durch viele Bohrprofile der Aufbau der Stadterrasse gut bekanntgeworden; hier sei erwähnt die von Küpper (1952, Abb. 3) und Kieslinger beschriebene Baugrube des Haashauses, die vollkommen gleich mit dem U-Bahn-Bohrpunkt Nr. 50 (direkt unter der Rettungsinsel Kreuzung Graben-Kärtnerstraße) und dem neuen Aufschluß Ecke Singerstraße-Kärtnerstraße ist. 16—17 m unter Straßenniveau liegt der Tegel, auf dem zuerst fast 5 m Rundsotter, dann 1 m geschichteter Feinsand, dann 4 m Plattelsotter und darüber noch 6—7 m LÖB folgen, wobei die obersten 2—3 m des Lösses schon mit rezentem Schutt durchmischt sind. Auf den meisten Karten ist die Straßenoberkante mit 176 m angegeben, beträgt aber nur 172 m. Die Tertiäroberkante liegt somit bei 155—156 m, demnach 2 m unter dem heutigen Donauspiegel. Diese Höhenlage stimmt mit den Angaben für die Gänserndorfer Terrasse nördlich der Donau (siehe Profil 6) genau überein.

Außer dem auffallend tiefen Tegelsockel ist noch der Anstieg zur Simmeringer Terrasse (Reunweg zwischen Ring und Ungargasse) bemerkenswert, der kein Gegenstück nördlich des Wienflusses besitzt. Es ist ohne Auswertung aller verfügbaren Bohrangaben noch zu früh, die Stadterrasse endgültig einzuordnen. Verfasser wollen aber zumindest obige Tatsachen zur Diskussion stellen.

Darüber hinaus wäre ein Vergleich mit anderen Räumen erstrebenswert. Viele neuere Arbeiten, besonders des mitteldeutschen Raumes, beschäftigen sich mit räumlicher und morphologischer Ausbildung von Solifluktionsschuttdecken. Unter anderem Mensching (1953), der die Terrassen des unteren Werratales untersucht und dabei für den die Hauptmittelterrasse folgenden Aufbau festgestellt hat (vgl. Abb. 13, linkes Profil, welches der Fig. 14 bei Mensching entspricht): Über dem liegenden (Jungriß)Schotterkörper liegen zunächst Feinsande, durchzogen von Lehm- und Hangschuttbändern, die ebenfalls noch dem Riß zugeordnet werden. Darüber folgt die würmeiszeitliche Schuttdecke, die oben in Feinsand übergeht. Diese Abfolge können wir der Stadterrasse, wie sie durch Küpper (1952, Abb. 3) gegeben wurde, gegenüberstellen (vgl. Abb. 13, rechtes Profil). Es besteht eine auffallende Übereinstimmung, so daß man von analogen Verhältnissen sprechen könnte. Wir wollen aber bezüglich der Deutung Menschings (1953) zurückhaltend sein; es scheint uns, daß die Bedeutung der Solifluktion, die von Sörgel über Troll und Büdel immer größere Beachtung erfährt, auch nicht überschätzt werden darf. Wenn etwa Mensching zu dem Schluß kommt, daß der (Jung)Rißschotterkörper in der folgenden Kaltzeit teilweise abgetragen und von einer mächtigen Solifluktionsdecke überlagert wurde, während der Fluß bereits eine Stufe tiefer liegend auf den in Bildung begriffenen Schotterkörper der Würmzeit mäandrierte, so müßten wir uns doch fragen, wieso denn die Oberfläche dieses Schuttmantels jene deutliche horizontale Flur bildet, auf Grund der sie noch als Terrasse angesprochen werden kann. Wären es nur jeweils von den Hängen herankriechende Schuttdecken gewesen, müßten diese Kegeln oder Fächern entsprechend eine wellige, kuppelte

Oberfläche auf dem ehemaligen Reißschotterkörper erzeugt haben. Das scheint aber nicht der Fall gewesen zu sein. Auch im Bereich unserer Stadtterrasse scheint die Oberfläche des Plattelschotterers ziemlich plan zu liegen. Ferner ist es auffällig, daß der Reißschotterkörper (im Werra-gebiet) immer soweit abgetragen wurde, daß nirgends Zeugen des Interglazials (Bodenbildungen) erhalten geblieben sind, daß vielmehr nur die Lockermassen zwischen Rundschotter und Schuttdecke vorliegen. Im Raum unserer Stadtterrasse wäre es denkbar, daß ein ganz lokaler Schuttstrom (der Plattelschotter ist in dieser Geschlossenheit von keiner anderen Terrasse bekannt) den irgendwie abgetragenen Schotterkörper der Gänserndorfer Terrasse überdeckt hatte. Von großer Schwierigkeit bei der Deutung ist die starke Überlössung der Stadtterrasse. Freundlicherweise wurde uns von Herrn Dir. Küpper eine Aufschlußskizze von der Fischerstiege

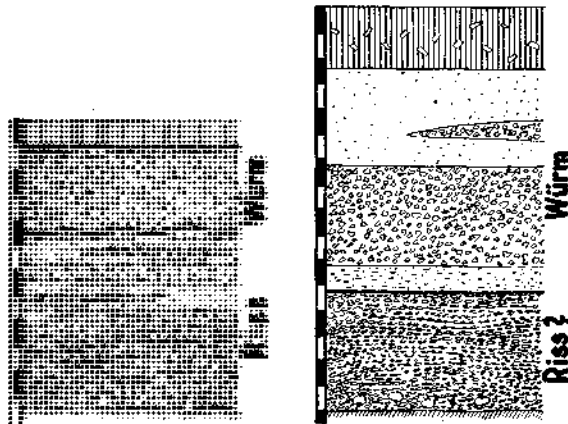


Abb. 13. Erklärung siehe Text

(Wien I.) überlassen. Dort, nahe dem Abfall der Stadtterrasse gegen die Praterterrasse, unmittelbar neben der Kerbe des Tiefen Grabens, findet sich ein dem Stephansplatz ziemlich ähnliches Profil: Über dem Rundschotter folgen 1,5 m Sande, dann 3 m Plattelschotter, darüber 5 m Löss und hangend rezenter Boden und Schutt. Von besonderer Bedeutung scheint uns, daß der Löss etwa in der Mitte durch eine „bräunliche“ Bodenbildung zweigeteilt ist. Ist dieser fossile Boden eine Verlehmungszone, dann kann die Stadtterrasse nicht der Gänserndorfer Terrasse gleichgesetzt werden. Wir glauben aber, daß es sich hier wahrscheinlich um eine humuszonähnliche Bildung wie in Mannswörth (oberer und unterer Boden) handelt. Auf alle Fälle nimmt die Stadtterrasse in bezug auf Tegeloberkante und Profilaufbau (Plattelschotter und hoher Lössmantel) eine eigene Stellung ein, die einen Vergleich mit den anderen Terrassen des Wiener Raumes noch nicht zuläßt. Bis zur endgültigen Klärung schlagen wir daher vor, die Terrassen Stadt und Simmering streng zu trennen und mit ersterer nur die Ebenheit der Inneren Stadt zu benennen.

Für die Gliederung des jüngeren Pleistozäns gelten heute vorwiegend zwei Meinungen (vgl. Profil 6). Die eine Gruppe, unter ihnen Weidenbach

(1952), Büdel und andere Autoren, vertreten die Ansicht, daß es im Sinne Pencks nur eine Würmkaltzeit geben kann. Diese ist dadurch gekennzeichnet, daß sowohl Moränen wie Terrassen einen frischen Eindruck bewahrten und keinerlei Zerdellung aufweisen. Nach Büdel (1953) fehlt den Würmterrassen die Lößdecke. Alle Moränen und Terrassen, welche Dellen aufweisen, müssen nach dieser Ansicht älter sein als Würm. Man stellt sie in das Riß und unterscheidet außerdem in ein Jung- und Altriß. Weidenbach (1952) stellte jedoch fest, daß „morphologisch die Jungrißmoränen den Würmmoränen näher stehen als jenen der Altrißzeit“. Die andere Gruppe, vertreten durch Spreitzer und andere Autoren, tritt für eine Zweiteilung des Würm ein (Würm I und Würm II), das durch ein Interstadial, welches morphologisch wirksam wurde, getrennt ist. Profil 6 zeigt die Gegenüberstellung mit dem ungarischen und mährischen Raum, näher kann nicht eingegangen werden. Auch Schaefer (1953) tritt im Illergebiet für eine Zweiteilung des Würm ein, jedoch mit der Einschränkung, daß es sich dabei wohl um „eine Zeit großer Gletscherschwankungen, jedoch ohne Wiederbewaldung und damit zusammenhängende Bodenbildung“ handeln soll. Auf diese Auslegung kommen wir noch zurück.

Wir müssen daher vorerst versuchen, die Lössе des weiteren Wiener Raumes mit den Terrassen in Einklang zu bringen. Es wurde schon von Fink (1954) angedeutet, daß ein Unterschied zwischen der „trockenen Lößlandschaft“ und jenem Bereich zu treffen ist, in dem die Solifluktion besonders wirksam war. Unabhängig von dieser Trennung haben Brandtner (1950) und Fink (1953) bereits ein gewisses „Idealprofil“ für die niederösterreichischen Lössе ausgearbeitet¹⁾, das folgenden Aufbau hat: Mehrere ältere Verlehmungszonen (nicht näher zuordbar), darüber der „Stillfrieder Komplex“ (Fink, 1954) mit Verlehmungszone, unterlagert von Kalkanreicherungshorizont, darüber (mit oder ohne Lößzwischen-schicht) eine mehrgeteilte Humuszone, wobei innerhalb der Humuszone der Löß die Zwischenlagen bildet. Über diesem Stillfrieder Komplex folgt eine weitere Bodenbildung, die von Brandtner und anderen Autoren als „Paudorfer Bodenbildung“, von Fink (1954) vorläufig mit dem Arbeitsbegriff „Stillfried B“ bezeichnet wird. Darüber nochmals (zum Teil mächtiger) Löß, welcher durch den rezenten Boden abgeschlossen wird.

Der Stillfrieder Komplex ist der Typus der trockenen Landschaft, in dem die solifluidalen Störungen seltener sind. Er findet sich daher in seiner besten Ausbildung in den östlichen Teilen Niederösterreichs, während er etwa im Raum von Krems, mit Annäherung an das Kristallin der Böhmisches Masse und damit an größere Höhenunterschiede bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Dort entspricht er mit Einschränkung der „Göttweiger Verlehmungszone“ anderer Autoren. Der Stillfrieder Komplex wurde von Fink (1954) als Folge des allmählichen Einsetzens der Kaltzeit, als das „Ausklingen“ der Warmzeit, bezeichnet und könnte den Vorstellungen Büdels (1953, S. 257), wo von „kleinen Wellen“ gesprochen wird und dessen Vorrückungsphasen (siehe Afb. 2) gleichgesetzt werden.

¹⁾ Im Gegensatz zu Brandtner hatte sich Fink dabei nicht auf eine genaue Altersstellung festgelegt. Im folgenden befinden sich daher Verfasser nicht in Übereinstimmung mit der Einordnung Brandtners und jener Autoren, die auf seiner Gliederung aufgebaut haben.

Es ist somit völlig logisch, wenn Verfasser den Stillfrieder Komplex jener Zeit zuordnen, in der zum letzten Mal nach einer pleistozänen Warmzeit eine Kaltzeit folgte. Dies umso mehr, als einige Profile nunmehr bekannt sind (so Strebersdorf-Kellergasse, Abb. 12), in denen dieser Komplex tatsächlich durch eine Solifluktionsschichte abgeschlossen wird, die im Sinne Büdels dem Beginn einer neuen Kaltzeit entspricht. Weiter folgt der echte (hochglaziale) Löß, der aber durch zumindest eine Bodenbildung unterbrochen ist. Darauf folgt unmittelbar wieder echter Löß ohne Zwischenschaltung einer Solifluktionsschichte. Hier weichen somit unsere Beobachtungen erheblich von denen Büdels (1953) ab, der nur einen Würmlöß ohne zwischengeschaltete Bodenbildung kennt und der „von der Göttweiger Bodenbildung unterlagert“ sein soll¹⁾. Abgesehen von dem Aufschluß Mannswörth-Reichsstraße, wo zwei schwächere Bodenbildungen auftreten (von denen schon die untere morphologisch stark an Stillfried B erinnert), ist stets die eine von einem mächtigen Löß überlagert, kann daher nicht in das frühe Postglazial gestellt werden. Die Überlagerung des oberen fossilen Bodens in Mannswörth hingegen beträgt nur wenige Dezimeter und könnte vielleicht einem Spätlöß (nach Alleröd?) zugeordnet werden.

Pedologisch ist also eine Gliederung des Würm (für unseren Raum) durch ein „Interstadial“ wohl vertretbar und die weitere Fragestellung muß also dahingehend formuliert werden, ob dieses „Interstadial“ morphologisch wirksam werden konnte oder nicht. Im Sinne Schaefers (1953) (siehe oben) kann es nicht gewesen sein. Der Terrassenbefund scheint gegen eine morphologische Wirksamkeit zu sprechen, denn wir finden auf der Gänsersdorfer Terrasse noch einmal eine Verlehmungszone, die in die Kryoturbationszone eingewürgt ist (siehe oben). Wir setzen diese der obersten Verlehmungszone im österreichischen Normalprofil gleich, somit der Verlehmungszone des Stillfrieder Komplexes. Auch die Zerdellung spricht gegen eine Zuordnung der Terrasse in die letzte (Würm)Kaltzeit. Ob die Gänsersdorfer Terrasse dem Jungriß zugeordnet werden kann, ist wegen der räumlichen Begrenztheit des Arbeitsgebietes derzeit nicht zu entscheiden. Eine Stufung des Tegelssockels der Praterterrasse ist nicht vorhanden, lediglich der Schotterkörper weist eine ganz kleine Stufung nahe dem rezenten Gerinne auf (siehe oben Vergleich mit dem Tullner Feld), die aber vermutlich dem Holozän angehört. Somit muß der Schotterkörper der Praterterrasse einem kaltzeitlichen Aufschotterungsvorgang entsprechen, wobei die die schwache Humuszone auslösende Wärmeoszillation morphologisch nicht wirksam wurde.

Nachsatz

Erst nach Fertigstellung unserer Arbeit erhielten wir gütigerweise durch Herrn Dr. Ernst Bernleithner dessen Mitschrift eines Vortrages, den Herr Dozent Dr. Lichtenecker am 19. I. 1931 im Geographischen Kolloquium der Universität gehalten hatte. Der große, leider früh verstorbene Morphologe war dafür bekannt, daß er unendlich viele Aufzeich-

¹⁾ Ebenso ist unsere Würmterrasse durchgehend mit Löß überdeckt, während Büdel (1953) für die Niederterrasse Lößfreiheit annimmt.

nungen mit sich herumtrug, die er nur teilweise in Vorträgen und Vorlesungen, selten aber in Publikationen veröffentlichte. Es ist für Verfasser — besonders für J. Fink als seinen Schüler — eine große Ehre, hier einzelne seiner Gedanken der Vergessenheit zu entreißen, Gedanken, die zeigen, mit welcher klaren Zusammenschau Lichtenegger schon damals die Probleme der Wiener Landschaft erkannt hatte. Der Name „Gänserndorfer Terrasse“ war von ihm geprägt und völlig gleich wie in obiger Arbeit verwendet worden: Das Durchziehen dieser Terrasse zwischen Abzuggraben und Rußbach ebenso wie die Einbeziehung des Raumes südöstlich von Mannswörth war ihm bekannt. Unsere Wienerbergterrasse bekam von Lichtenegger den Namen „Goldbergniveau“ (siehe oben). Seine Mittelwerte, bezogen auf die Schotteroberkante, waren:

Gänserndorfer Terrasse.....	9—15 m
Stadt- (= unsere Simmeringer) Terrasse	21—26 m
Arsenalterrasse	34—39 m
Goldbergniveau	zirka 65 m
Laaerhergterrasse	84—99 m

Nördlich von Stammersdorf hat Lichtenegger hingegen, so wie Hassinger, die „Ohre Terrasse westlich Seyring“ der Stadt(= unsere Simmeringer)terrasse gleichgestellt, obwohl er die Ebenheit von 175 m (unsere Simmeringer Terrasse) als eigene Einheit erkannt hatte. Hier können wir ihm also nicht folgen. Seine anderen Beobachtungen aber sind nach mehr als zwei Dezennien unverändert richtig.

Mit großer Freude haben wir ferner festgestellt, daß Grill in den „Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien (eben erschienen) unsere Terrassengliederung zur Gänze übernommen hat, wenn auch dadurch eine Diskrepanz zur Legende der geologischen Karte entstanden ist.

Literatur

- Brandtner, F. (1950): Die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. Arch. Austriaca, Heft 5.
- Büdel, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundschau, 34. Klimaheft.
- Büdel, H. (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Die Naturwissenschaften 37, Heft 19.
- Büdel, J. (1953): Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde VII. Lfg. 4.
- Bulla, B. (1942): Die pliozänen und pleistozänen Terrassen des ungarischen Beckens. Földrajzi Közlemények. LXX. Nr. 1.
- Fink, J. (1953): Prinzipielle Fragen bei der Erforschung fossiler Böden im österreichischen Löß. Verh. IV. INQUA Rom—Pisa.
- Fink, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß. Quartär VI. II. Teil.
- Frasl, G. (1953): Zur Herkunft von Porphyrgeröllen im Wiener Laaerbergsschotter (Vh. Geol. B. A. Wien).
- Geologische Karte von Wien (1952), Terrassen südlich der Donau, bearbeitet von H. Küpper. Nördlich der Donau, bearbeitet von R. Grill.
- Grill, R. (1949): Bericht über die geologischen Aufnahmen im Bereich der Blätter Gänserndorf (4657) und Tulln (4656), mit Anschlußbegehungen auf Blatt Hollabrunn (4556). Verh. Geol. B. A. Wien.
- Hassinger, H. (1905): Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abhandlungen VIII. Heft 3. Leipzig-Teubner.

- Hassinger, H. (1938): Die Exkursion am Nachmittag des 5. September 1936 auf den Laaerberg. Vh. III. INQUA Wien.
- Hassinger, H. (1940): Boden und Lage Wiens. Wiener geogr. Studien 14, Touristik-Verlag Wien.
- Janoschek, R. (1951): Das Inneralpine Wiener Becken; ex Schaffer, F. X. (1951): Geologie von Österreich. Deuticke Wien.
- Kümel, F. (1936): Der Löß des Laaerberges in Wien. Fhr. f. d. Quartärexkursionen des III. INQUA-Kongresses Wien.
- Kümel, F. (1938): Die Exkursion am Nachmittag des 5. September 1936 auf den Laaerberg in Wien. Vh. III. INQUA Wien.
- Küpper, H. (1950): Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. Sb. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I, 159. Bd., Heft 6—10.
- Küpper, H. (1952): Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. Mittl. Geogr. Ges. Wien, 94. Heft 1—4.
- Küpper, H. (1953): Uroberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. ex Kober-Festschrift (Skizzen zum Antritt der Erde), Verlag Hollinek Wien.
- Lais, R. (1951): Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. Ber. d. Naturforsch. Ges. zu Freiburg im Breisgau. 41. Heft 2.
- Mensching, H. (1953): Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratales. Göttinger Geogr. Arbeiten, Heft 14.
- Mohr, H. (1942): Neuere Ergebnisse der Quartärforschung in Mittelmähren. Mittl. Geol. Ges. Wien, 35.
- Mohr, H. (1943): Zur Kenntnis der Quartärforschung in Mittelmähren. Akad. d. Wissensch. in Prag.
- Mottl, M. (1953): Eiszeit und eiszeitliche Fauna-Entwicklung. Zschft. f. Gletscherkunde 2/II, Innsbruck.
- Papp, A. und Thenius, E. (1949): Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. Sb. Ak. d. Wiss. math.-nat. Kl., Abt. I, 158. Bd., Heft 9—10.
- Penck, A. und Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Bd., Leipzig.
- Pfannenstiel, M. (1944): Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosporus. Geol. Rundschau 34. Klimaheft.
- Pfannenstiel, M. (1950): Quartärgeschichte des Donaudeltas. Bonner Geogr. Abhandlungen. Heft 6.
- Schaefer, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Geologica Bavarica München.
- Schaffer, F. X. (1902): Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. Mittl. Geogr. Ges. Wien, Heft 11—12.
- Sieber, R. (1949): Die Hundsheimer Fauna des Laaerberges in Wien. Anz. Österr. Ak. math.-nat. Kl. Nr. 3, Wien.
- Thenius, E. (1953): Über die Alterseinstufung der Arsenalterrasse bei Wien (im Manuskript eingesehen; Sb. Ak. Wien?).
- Weidenbach, F. (1952): Gedanken zur Lößfrage. Eiszeitalter und Gegenwart 2.
- Woldstedt, P. (1952): Probleme der Terrassenbildung. Eiszeitalter und Gegenwart 2.

Kartenskizze 1 J. FINK und H. MAJDAN

Terrassengliederung nordöstlich von Wien

1 : 50 000

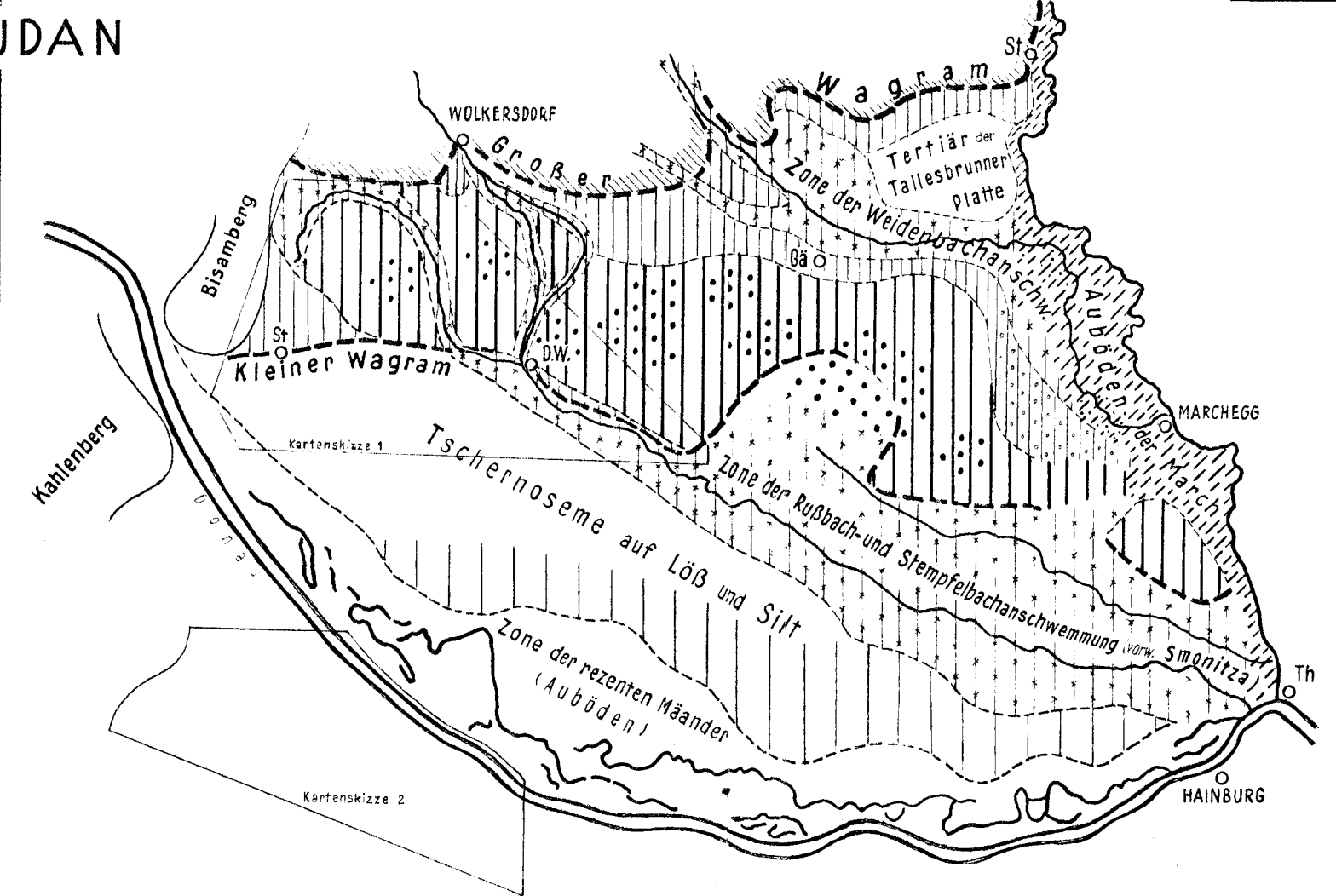
Legende siehe Kartenskizze 2

Kartenskizze 3 Boden- und Landschaftseinheiten des Marchfeldes

0 1 5 10 km

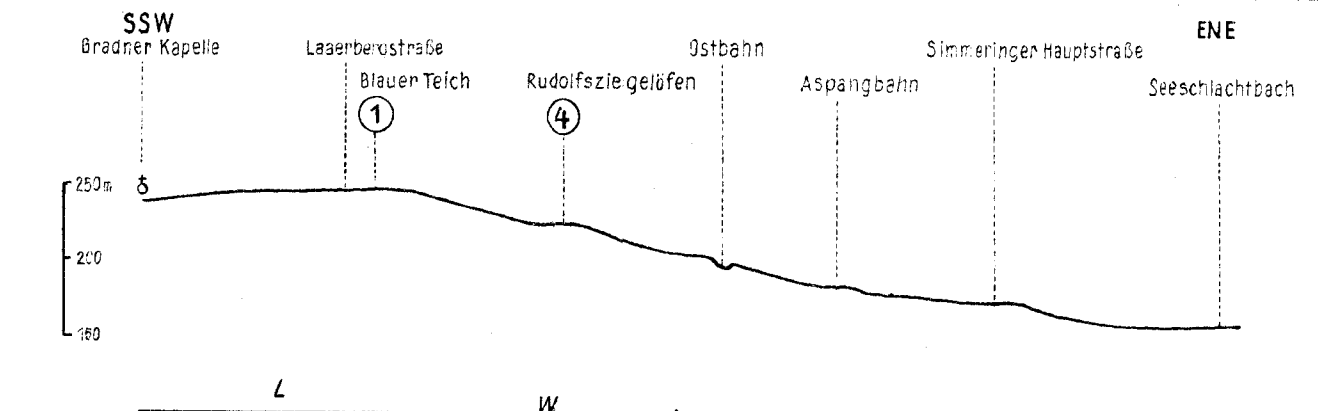
LEGENDE:

- Böden auf älterem Flugsand
- Dünen aus älterem Flugsand, z.T. mobil
- Dünen aus Weidenbachkolluvium z.T. mobil
- Jüngerer Flugsand, teilweise Dünen
- Löss, meist kolluvial
- Dünen aus Marchsand



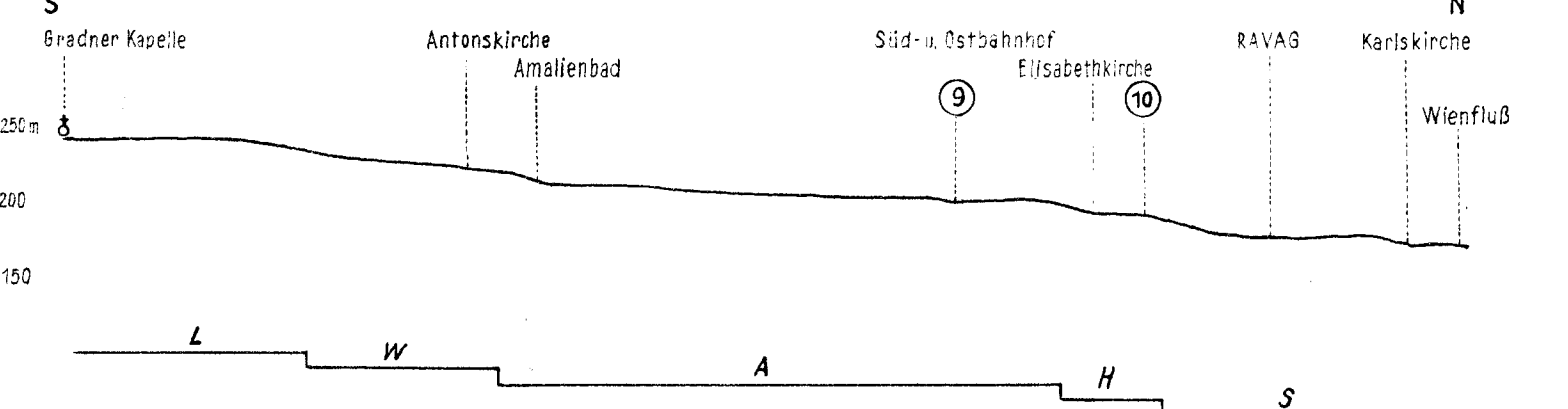
Profil 1

Vom Laaerberg gegen Osten

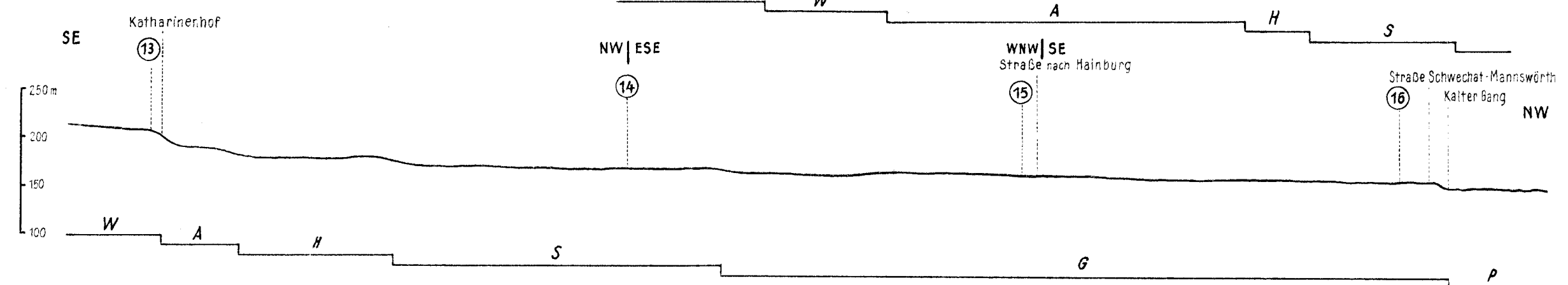


Profil 2

Vom Laaerberg gegen Norden

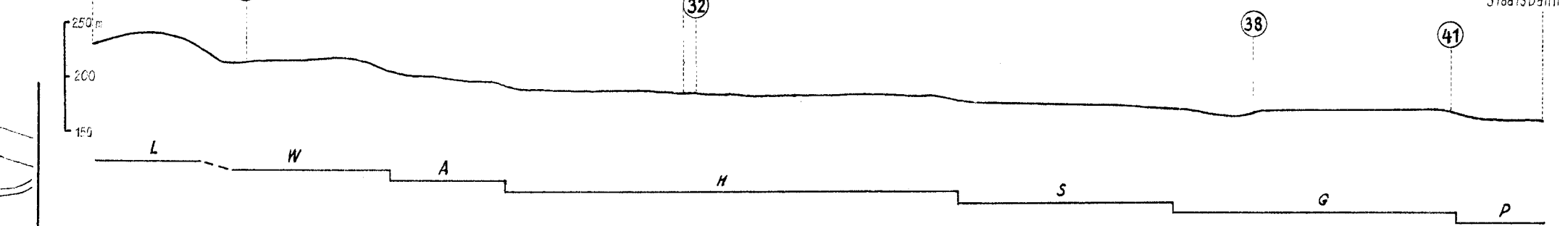


Profil 3 Nördl. Schwadorf — westl. Mannswörth



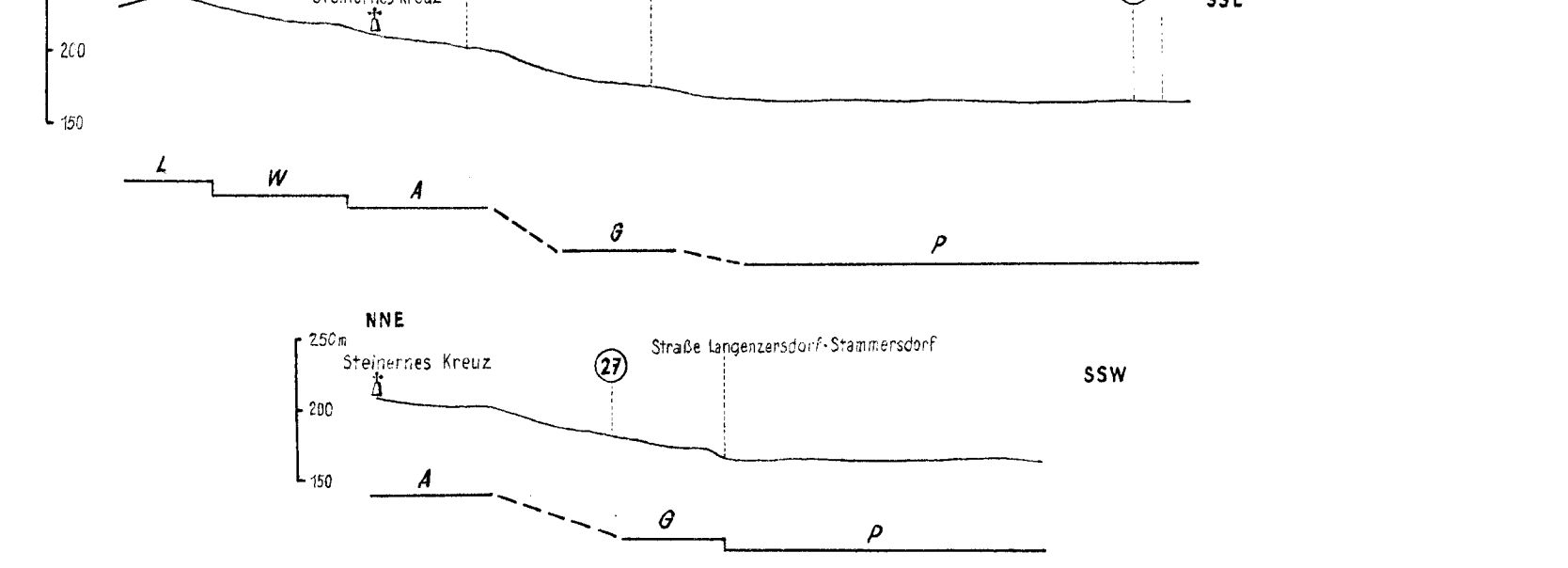
Profil 4 Herrenholz nach Osten

Herrenholz nach Osten



Profil 5 a + b Herrenholz nach Süden

Herrenholz nach Süden



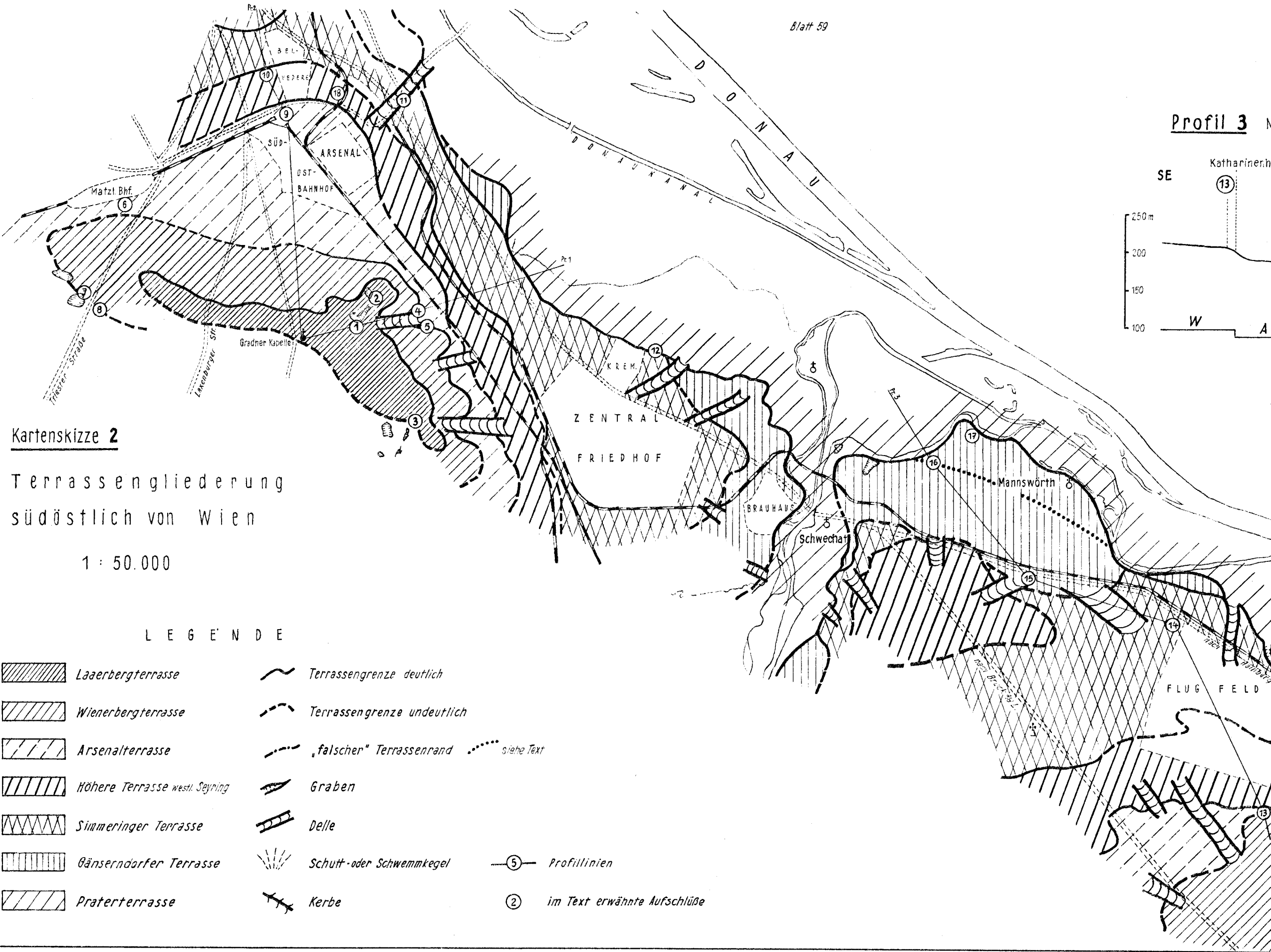
Kartenskizze 2

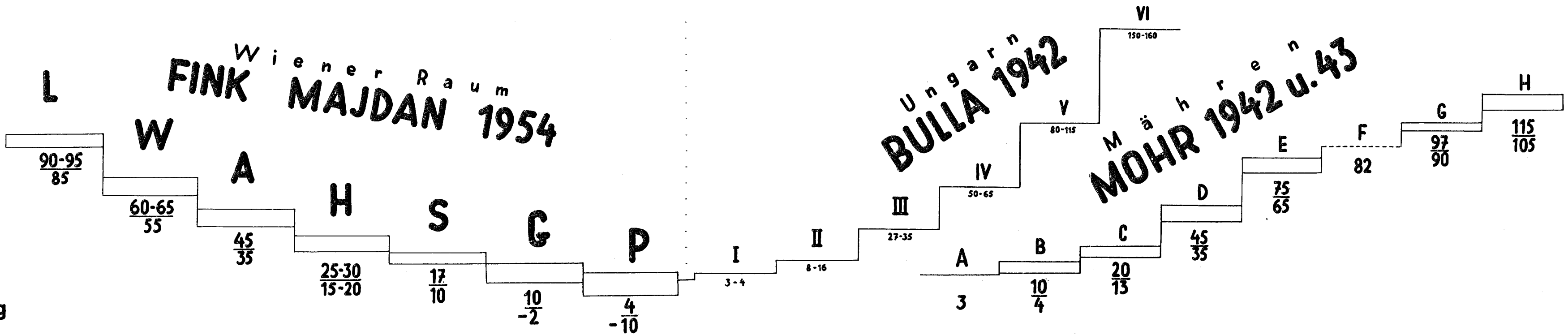
Terrassengliederung südöstlich von Wien

1 : 50 000

LEGENDE

- Laaerbergterrasse
- Wienerbergterrasse
- Arsenalterrasse
- Höhere Terrasse westl. Seyring
- Simmeringer Terrasse
- Bärensdorfer Terrasse
- Praterterrasse
- Terrassengrenze deutlich
- Terrassengrenze undeutlich
- „falscher“ Terrassenrand
- Graben
- Delle
- Schutt- oder Schwemmkegel
- Kerbe
- Profillinien
- im Text erwähnte Aufschlüsse





Zeitliche Einordnung im Sinne

HASSINGER (1905)	mittel-	jungpliozän	= südl. d. Donau Stadt u. Simmeringer Terr. Günz	= nördl. d. Donau Tief. T. westl. Seyring Mindel	= Niederterrasse Würm (1946?)	Alluvium, (1946 Würm = Niedert.)	
GRILL (1949)	jungpliozän		Höhere Terrasse westl. Seyring = Ältere Deckenschotter	= Tiefere Terr. westl. Seyring = Jüngere Deckenschotter	= Niederterrasse Würm	z. T. noch jüngstpleist.	
PAPP und THENIUS (1949)	Günz	Mindel 1. St.?	Mindel	Riss 1. Stad.?	Riss	Würm	Alluvium
KÜPPER (1950, 1952)	Günz		Mindel		= + Stadterrasse Riss	= Mannswörther T. Würm	jüngstpleist.
einer Zweiteilung des Würm	altpleistozän			Riss	Würm I	Würm II	
einer Würmeiszeit	altpleistozän			Altriss	Jungriss	Würm	

Alluvium	Würm II	Würm I	Riss (Saale)	Mindel (Elster)	Mindel I	Günz	pliozän?
----------	---------	--------	--------------	-----------------	----------	------	----------

Altalluv.	jungpleist. (Städterrasse)	mittelpleist.	altpleist. (Burgterrasse)	oberplioz. eventuell altpleist.	oberplioz.
= Mannswörth. T. Würm II	= Simmeringer T. Riss I	= Arsenalterr. Mindel I	= Laaerbergterr. Günz II	= Günz I	

MOTTL (1953)

PROFIL 6

Beiträge zur Quartärgeologie des Inntales

Von Werner Heißel

(Mit 20 Abb. im Text und auf Tafel XX und XXI)

Es werden das Ampasser Konglomerat, der Komplex der Terrassensedimente, der Einfluß der Würmeiszeit und die Bedeutung der Schlernzeit im Inntal untersucht. Das Ampasser Konglomerat wird als Teil einer Mindel-Riß-interglazialen Talzuschüttung beschrieben. Für die Terrassensedimente wird Riß-Würm-interglaziales Alter bewiesen. Glaziofluviale Teile sind in diesem Schichtkomplex nicht nachzuweisen. Es fehlen Ablagerungen, die auf einen abschmelzenden Würmgletscher zurückgehen, vollkommen. Die Bedeutung der Schlernzeit im Inntalraum ist weit größer als bisher angenommen. Fast die ganze heutige Formung des Tales geht auf ihr Geschehen zurück. Es handelt sich um einen selbständigen Gletschervorstoß, der in keinem Zusammenhang mit der Würmeiszeit steht. Die eigenen Untersuchungsergebnisse werden mit denen früherer Bearbeiter zu einem Gesamtbild vereint.

Inhalt	Seite
Einleitung	252
Übersicht	253
I. Stratigraphie	
1. Die älteren quartären Ablagerungen	255
2. Das Konglomerat von Ampaß	256
3. Die Riß-Moräne	260
4. Die Terrassensedimente	262
a) Der Aufbau	
1. oberhalb der Talsohle	262
2. unterhalb der Talsohle	266
b) Die Terrassenoberfläche	267
II. Beschreibung der einzelnen Terrassenabschnitte	
1. Die Inntalterrasse westlich des Sellraintales	268
2. Die Mündung des Sellraintales	
a) Die Terrasse von Oberperfuß	273
b) Die Terrasse von Grinzens-Axams	274
3. Die Inntalterrasse westlich des Silltales	278
4. Die Inntalterrasse zwischen Silltal und Volders	278
5. Der Inntalhang nördlich Innsbruck	285
6. Die Mündung des Halltales	290
7. Die Gnadenwalder Terrasse	295
8. Die Terrasse von Vomper Berg und die Mündung des Vomper Loches	301
III. Die Entstehung der Terrassensedimente	
1. Die Möglichkeiten	302
2. Der Bändertön-See	303
3. Fossilführung und interglaziales Alter	305
4. Über die Ursachen der Sedimentation der Terrassensedimente	309
IV. Der Würmtalboden und der abschmelzende Würmgletscher	310
V. Die Schlernzeit	313
1. Die Lokalvergletscherung des Glungezer-Kammes	313
2. Die Verbreitung der Schlerngletscher im Inntal	315
VI. Zusammenfassung	318
Schriftumsnachweis	319

Einleitung

So zahlreich die Untersuchungen und Arbeiten über die quartärdiluvialen Ablagerungen des Inntales sind, restlos geklärt sind von den vielen mit denselben zusammenhängenden Fragen eigentlich nur wenige. Einzig die Altersfolge der großräumig verbreiteten Ablagerungen kann heute als gesichert gelten. Über Entstehung und Natur der einzelnen Ablagerungen dagegen sind, soweit es sich um nicht rein glaziale Bildungen handelt, noch manche Fragen offen. Diese offenen Fragen sind so zahlreich und umfangreich, daß hier nur jene herausgegriffen seien, die in neuerer Zeit näher ins Blickfeld der wissenschaftlichen Betrachtung gerückt sind: die Frage, inwieweit der Komplex der „Terrassensedimente“ wirklich Riß-Würm-interglazial ist und wie weit am Aufbau der Inntalterrassen auch andere, nicht interglaziale Schotterablagerungen Anteil haben, welcher Natur und welchen Alters dieselben sind.

Zur Untersuchung dieser Fragen wurden Beobachtungen im gesamten Inntalraum durchgeführt, wozu noch einschlägige Befunde aus anderen Ostalpentälern, besonders aus dem Salzachtal, kamen. Da es für eine möglichst exakte Beweisführung sich als notwendig erwies, die stratigraphischen und morphologischen Erscheinungen möglichst genau auch in kleinsten Details kartennmäßig darzustellen, wurden diese Spezialuntersuchungen in jenen Abschnitten des Inntales durchgeführt, für welche topographische Kartendarstellungen moderner Ausführung vorhanden sind. Es sind dies die Kartenblätter Innsbruck und Umgebung 1 : 25.000, Blatt 148/1 Fulpmes 1 : 25.000, und die Alpenvereinskarte des Karwendelgebirges mittleres und östliches Blatt 1 : 25.000. Die alten Originalaufnahmesektionen 1 : 25.000 erwiesen sich als für exakte Eintragung aller gemachten Beobachtungen unbrauchbar. Daher beschränken sich diese Spezialuntersuchungen auf den Raum der genannten Kartenblätter und daran anschließende Gebiete, so daß die Inntalterrassen zwischen Zirl und Schwaz, d. i. der Bereich ihres typischen Auftretens, erfaßt wurden.

Der Raum der Höttinger Breccie blieb im wesentlichen absichtlich außerhalb der Betrachtung, da es einerseits zur Klärung der gestellten Fragen zweckmäßig schien, von weniger verwickelt gebauten Gegenden auszugehen, und andererseits gerade in diesem Gebiet zahlreiche alte und neue Beschreibungen vorliegen, deren Ergebnisse sich zwanglos in die im Untersuchungsgebiet gemachten eingliedern lassen.

Auf Grund der Kenntnis auch der Bereiche oberhalb Zirl und unterhalb Schwaz ergibt sich, daß die im Hauptuntersuchungsgebiet gewonnenen Befunde für den gesamten Talbereich Gültigkeit besitzen.

Die stratigraphischen und morphologischen Erscheinungen des Inntal-Quartärs finden sich auch in zahlreichen anderen großen Ostalpentälern. Im Inntal sind sie dank besonders günstiger im geologischen Bau bedingter Verhältnisse nur am schönsten, großartigsten und vollständigsten entwickelt. Entsprechend der regionalen Verbreitung dieser quartären Ablagerungen und morphologischen Erscheinungen gelten die im Inntal-Quartär gemachten Befunde und Erkenntnisse auch in den anderen Ostalpentälern. Sie haben somit ebenfalls regionale Bedeutung.

Frau Prof. Dr. E. Hofmann, Wien, und Herrn Dozenten Dr. H. Zapfe, Wien, denen ich einige Fossilreste zur Bestimmung übergeben habe, bin ich

für ihre freundliche Hilfe zu herzlichsten Dank verpflichtet, den ich auch auf diesem Wege aussprechen darf.

Übersicht

Die stratigraphische Abfolge von quartären Ablagerungen im Inntalraum kann als gesichert gelten. Sie beginnt mit Grundmoränen der Mindel-eiszeit im Liegenden der Höttinger Breccie. Darüber liegt die Höttinger Breccie als Mindel-Riß-zwischeneiszeitliche Bildung. Ähnliche Breccienreste sind aus den ganzen Nördlichen Kalkalpen und den Südtiroler Dolomiten bekannt. Wenn auch bei ihnen es bis jetzt nicht so wie bei der Höttinger Breccie exakt gelungen ist, den Nachweis des alt-interglazialen Alters zu führen, so lassen doch Gleichartigkeit der Lage und des petrographischen Charakters keinen begründeten Zweifel an der Annahme aufkommen, daß alle diese Breccienreste ein und derselben großen Talverschüttung angehören, deren Alter eben durch die Höttinger Breccie festgelegt ist. Diese Gehängebreccien sind eine regionale Erscheinung. Daß sie in Kristallgebieten oder in Gebieten, die vorwiegend aus Silikatesteinen (Grauwacken) aufgebaut sind, fehlen, liegt in der Natur der Sache. Sie sind, wie ihre Verbreitung zeigt, an Gebiete gebunden, die vorwiegend aus Karbonatgesteinen bestehen (Nördliche Kalkalpen, Südtiroler Dolomiten).

An zahlreichen Stellen liegen im Inntal wie im Salzachtal Reste von zu barten Konglomeraten verfestigten Schottern. Sie unterscheiden sich von den Ablagerungen der letzten Zwischeneiszeit, den „Terrassenschottern“, durch diese nagelfluhartige Verkittung. Es ist sehr wohl möglich, daß sie gleichen Alters wie die Höttinger Breccie sind, wenn auch bisher ein derartiger schlüssiger, in einem Profil liegender Beweis nicht gelungen ist. Wohl liegt zwischen Matreier Konglomerat und Terrassenschottern eindeutig Riß-Moräne. Das Konglomerat liegt auch auf Fels, der höchstwahrscheinlich gletschergeschliffen ist. Moräne aber konnte bis jetzt unter dem Konglomerat nicht gefunden werden (W. Heiße, 31, S. 443, 445)¹).

Dagegen liegt unter dem Ampasser Konglomerat an zwei Stellen Grundmoräne, doch konnte hier wieder nirgends bis jetzt die Riß-Moräne in unmittelbarer Überlagerung des Konglomerates und Unterlagerung der Terrassenschotter aufgefunden werden.

Die im allgemeinen der Riß-Würm-Zwischeneiszeit zugeordneten „Terrassensedimente“, im Inntal Ablagerungen von einigen hundert Metern Mächtigkeit, sind auch in den meisten anderen großen Ostalpentälern vorhanden. Interglaziale Profile mit Grundmoräne im Liegenden (wohl Riß) und Hangenden (Würm) sind ziemlich häufig. Der Nachweis der beide Interglaziale trennenden Grundmoräne ist aber bisher nur im Höttinger Gelände gelungen.

Aus der großen Vielzahl von Arbeiten, die der Erforschung des Inntal-Quartärs gewidmet sind, seien hier nur jene erwähnt, die als Meilensteine am Wege der Erkenntnis der innerostalpinen Quartärphänomene stehen.

Die erste genaue Darstellung der quartären Ablagerungen im Raume von Innsbruck gab 1885 J. Blas (24). Seine ausgezeichneten Beobachtungen

¹ Die Zahlen hinter Autorennamen oder in Klammern () verweisen auf die betreffenden Nummern des Schrifttumsnachweises.

haben auch heute noch größten Wert, umso mehr, als viele der ihm damals zugänglichen Aufschlüsse inzwischen verfallen oder verbaut sind. Schon damals hat J. Blaas oberhalb der alten Höttinger Kirche die zwischen Höttinger Breccie und Terrassensedimenten liegende Grundmoräne, die sogenannte „Sockelmoräne“, festgestellt (S. 50).

Es ist das hleibende Verdienst von A. Penck und E. Brückner, in ihrem großen Werk: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909 (1. und 2. Lieferung 1901/02, 3.—5. Lieferung 1902/03), die Stratigraphie der Quartärablagerungen geklärt zu haben.

Der nächste große Schritt war dann 1907 durch O. Ampferer (4) erfolgt, der erkannte, daß das Penck'sche Bühlstadium nicht existiert und daß die Terrassensedimente interglazial sind und bis über Kufstein hinabreichen.

1914 brachte den Nachweis der Unterlagerung der Höttinger Breccie durch glaziale Ablagerungen (O. Ampferer, 7).

Der nächste Meilenstein ist durch O. Ampferers Bearbeitung der Bohrung von Rum gegeben (9), die nachwies, daß die interglaziale Talverschüttung nicht nur die Schotterterrassen des Inntrales aufbaut, sondern im Raume von Innsbruck auch noch mindestens 200 m unter die heutige Talsohle hinabreicht.

Es folgten 1928 durch H. Wehrli (68) und 1934 durch H. Spethmann (67) die allerdings vergeblichen Versuche, das inneralpine Quartär einer einzigen (Spethmann, S. 41) oder zwei durch eine Zwischeneiszeit getrennten Eiszeiten zuzuordnen (Wehrli, S. 491).

Solchen Spekulationen wurde durch die beim Bau der Höttinger Höhenstraße erfolgte einwandfreie Bloßlegung von Grundmoräne zwischen Höttinger Breccie und Terrassensedimenten (Riß-Moräne = „Sockelmoräne“) jede Grundlage entzogen und damit die Beobachtung J. Blaas' nächst der alten Höttinger Kirche einwandfrei bestätigt. R. v. Klebelsberg hat 1929 darüber protokollarisch berichtet (42).

Die Terrassensedimente galten seit O. Ampferer (1907) als Riß-Würminterglaziale Ablagerung. 1935 hat H. Bobek (28) wesentlich neue Gesichtspunkte zu ihrer Erklärung durch weitgehende Einbeziehung morphologischer Phänomene beige-steuert. Teile dessen, was bisher als interglazial gegolten hat, wurde von ihm als Ablagerung bzw. Formung am Rande des abschmelzenden Würmgletschers erkannt. Auch R. v. Klebelsberg hat sich 1949 in seinem „Handbuch der Glazialgeologie und Gletscherkunde“ für eine Lostrennung hangender Teile des früher als interglazial aufgefaßten Komplexes der Terrassensedimente als fluvioglaziale Bildungen ausgesprochen.

Bobeks Deutung ist bis jetzt im allgemeinen unwidersprochen geblieben. Ich habe zwar mich schon 1940 mit einer Gruppe seiner Eisrandbildungen, den Toteislöchern, befaßt und auch nachweisen können, daß in zwei konkreten Fällen nicht Toteislöcher, sondern Bildungen ganz anderer, überhaupt nicht glazialer Natur vorliegen (W. Heißel, 35). Trotzdem wurde die Ahtrennung spät-Würm-glazialer Eisrandbildungen als zu Recht bestehend hingenommen. Es wird sich aber zeigen, daß wohl die Beobachtungen Bobeks von solchen Eisrandbildungen richtig sind, er aber in der Deutung derselben einer irrigen Fährte folgte. Der Wert seiner Arbeit, als erster

morphologische Erscheinungen weitestgehend zur Klärung der Fragen herangezogen zu haben, wird dadurch nicht geschmälert.

Vorliegende Arbeit stellt in gewissem Sinn die Fortsetzung meiner Arbeit von 1940 dar (W. Heißel, 35).

Bei kritischer Betrachtung bleiben folgende Tatsachen: So zahlreich auch die Arbeiten über das Inntal-Quartär sind, gesichert ist bloß die Erkenntnis, daß in diesem Raum drei durch Zwischenzeiten getrennte Eiszeiten nachweisbar sind, wobei die ältere Zwischenzeit, belegt durch die Flora der Höttinger Breccie, unzweifelhaft eine warme Zwischeneiszeit war. Die Frage nach der Art der Entstehung und den Bildungsbedingungen dieser zwischeneiszeitlichen Ablagerungen ist aber noch nicht genügend geklärt. Die Höttinger Breccie als Murschutt aufzufassen, stößt im Mairschen Steinbruch ebenso auf Schwierigkeiten wie die Erklärung, woher diese Schuttmassen stammen und unter welchen Bedingungen sie gebildet worden sind. Auch H. Paschinger (61) konnte diese Fragen nicht befriedigend beantworten. Dazu kommt die bis jetzt immer noch nicht vollkommen gelungene Klärung des Alters der einzelnen Konglomeratvorkommen. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Ablagerungen der letzten Zwischenzeit. Hier geht die Diskussion, ob interglazial oder periglazial, ob im Inntal ein großer See oder viele kleinere Seen waren und ob diese Seen durch tektonische Talverbiegungen entstanden sind. Ungeklärt ist ferner noch das Verhältnis der Würmeiszeit zur nachfolgenden Schlußvereisung O. Ampferers. Auch fehlt noch eine allgemein anerkannte Entscheidung, wer in der Diskussion „Rückzugsstadien oder Schlußvereisung“ Recht hat, Klebelsberg oder Ampferer.

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Untersuchungen waren darauf ausgerichtet, einen Beitrag zur Klärung des letzten Interglazials zu geben, womöglich die Frage, ob die Terrassensedimente inter- oder periglazial sind, zu entscheiden. Dabei wurden auch andere Fragen, soweit sie mit der ersten Fragestellung Beziehung hatten, untersucht, d. s. die Stellung des Ampasser Konglomerates und die Beziehung der Inntalterrassen zu den Lokalglutschern der Ampfererschen Schlußvereisung.

Manche Beobachtungen älterer Autoren erwiesen sich als äußerst wertvoll und ließen sich zwanglos mit eigenen Beobachtungen vereinen und zu dem Bild neuordnen, das mit vorliegender Arbeit über das Geschehen im Inntalraum gegeben wird.

I. Stratigraphie

1. Die älteren quartären Ablagerungen

Im Raume nördlich von Innsbruck liegt auf weite Strecken die Höttinger Breccie. Vielfach wird sie von den Terrassensedimenten überlagert, doch konnte auch Grundmoräne zwischen heiden Bildungen festgestellt werden. Schon 1885 hat J. Blaas (24, S. 50) eine solche Moräne oberhalb der alten Höttinger Kirche beim Mallhofe beschrieben. Dieses Vorkommen wurde später stark angezweifelt. Beim Bau der Höttinger Höhenstraße konnte diese Moräne, meist als „Sockelmoräne“ bezeichnet, bei der Grießerhofkehre in einwandfrei klarer Lagerung aufgeschlossen werden. R. v. Klebelsberg (42, S. 319—323) hat darüber einen ausführlichen protokollarischen Bericht gemacht. Weitere Vorkommen von „Sockelmoräne“ wurden von

H. Katschthaler (39, S. 23 ff.) beschrieben. Damit ist das interglaziale Alter der Höttinger Breccie und das durch andere Ablagerungen getrennte Auftreten von drei verschiedenen alten Grundmoränen als den Ablagerungen von Mindel-, Riß- und Würmeiszeit, also das Penoksche Quartärprofil, erwiesen.

Wie bereits erwähnt, bleibt die Höttinger Breccie und damit die diese unter- und überlagernde Moräne außerhalb der vorliegenden Untersuchungen.

2. Das Konglomerat von Ampaß

Südöstlich von Innsbruck ist schon seit den Untersuchungen von J. Blaas (24) das Konglomerat von Ampaß bekannt. Es baut den bewaldeten Rücken P. 634¹⁾ nördlich Egerdach (Frohnleitenbichl) auf, bildet an der Straße Egerdach—Agenbach eine dem P. 711 (Ortsriedbichl) vorgelagerte Terrasse (NP. 638) und am P. 736 (Palmbichl) die Kuppe, an deren SO-Kante die Wallfahrtskirche von Ampaß steht (J. Blaas, 24, S. 78; 26, S. 36). Durch die neue Aufnahme konnte für das Ampasser Konglomerat eine wesentlich größere Verbreitung festgestellt werden. Es steht im Walde unterhalb der Straße Egerdach—Agenbach zwischen den durch Blaas beschriebenen Vorkommen an, schaut an der Terrassenböschung nördlich des östlichen Peerhofes (581 m) vor, bildet auf Quarzphyllit aufsitzend den NO-Sporn des von Trockentälern umschlossenen Hügels, auf dem der Sender Aldrans (753 m) steht. Ein kleiner Rest liegt bei P. 702 im Walde, ein weiterer bei 740 m am Wege Ampaß—Kogelmoos. Von hier läßt sich das Konglomerat in 720—740 m geschlossen bis an die O-Seite des Gröbentales ober P. 670 verfolgen. Es bildet hier über Quarzphyllit eine kleine Wandstufe mit zahlreichen kleinen Gufeln. Schließlich konnte das Konglomerat noch an vier Stellen im Hasental festgestellt werden: westlich des Hasenhofes bildet es eine frei stehende Kuppe, gleich nördlich des Hasenhofes steht es am Wege zum Bestandmannshof an, südlich der Musmühle ist eine kleine überhängende Felswand aus ihm gebildet und schließlich steht es noch östlich P. 743 am Eingang vom Hasen- ins Zimmertal an. Das Ampasser Konglomerat läßt sich mithin über 4 km streichend verfolgen. Seine Ausbildung ist stets gleichbleibend. Die Geröllgesellschaft ist stark kristallin, ähnlich den Terrassenschottern. Karbonatische Gerölle sind zum Teil nur äußerlich sandig-pulverig zersetzt, zum Teil durchgreifend. Sie zerfallen beim Anschlagen mit dem Hammer zu Gesteinsmehl. Einzelne verwitterte Karbonatgerölle sind hohl. Die Geröllform wird durch eine Karbonatrinde von meist 2—3 mm Stärke abgebildet. Der Hohlraum im Innern dieser Rinde enthält oft noch etwas Karbonatpulver als Rest der ursprünglich vorhandenen Kernfüllung²⁾. Auch einzelne Kristallingerölle, besonders biotitreiche, sind stark zersetzt und zerbröseln schon bei leichtem Schlag.

¹⁾ Allen Orts- und Höhenangaben liegt für den Bereich der Umgebung von Innsbruck die amtliche Karte 1:25.000 Innsbruck und Umgebung zugrunde, für das Silltal die amtliche Karte 1:25.000, Blatt 148/1 Fulpmes, für den Südfuß des Karwendel außerhalb dieser Karten die drei Karwendelblätter 1:25.000 der Alpenvereinskarte und für den übrigen Raum die alten Originalaufnahmesektionen 1:25.000.

²⁾ Eine Zusammenstellung der Erklärungen für die Bildung hohler Gerölle findet sich bei J. Dreger: Bemerkungen über das Sattnitzkonglomerat in Mittelkärnten und die darin vorkommenden hohlen Geschiebe. Verh. d. k. k. Geol. R. A. 1909, S. 40—57, über hohle Geschiebe S. 51—54.

Bei P. 638 an der Straße Egerdach—Agenbach bildet das Konglomerat eine weithin sichtbare Felswand. Es wittert löcherig an. Etwas weiter nordöstlich dieses Punktes zeigt es in stark sandigen Lagen Gufelbildung. Hier ist auch ein Stollen, der als Keller benutzt wurde. Kreuzschichtung tritt in der sandigen Abteilung durch die Verwitterung, die die Schichtflächen stark hervortreten läßt, deutlich hervor.

Die liegende, grobschotterige Ablagerung ist im großen ungeschichtet, mit einzelnen Geröllen bis 0·75 m Durchmesser. In der Geröllgesellschaft ist ein starker Einschlag aus dem Silttal zu beobachten, bekundet durch stärkeres Hervortreten von Kalkphyllit (siehe Abb. 1).

Beim Hasenhof wechsellagern Sandstein- und Konglomeratbänke. Sie fallen mit etwa 20° gegen NW ein. Auch in den Sandsteinen kommen

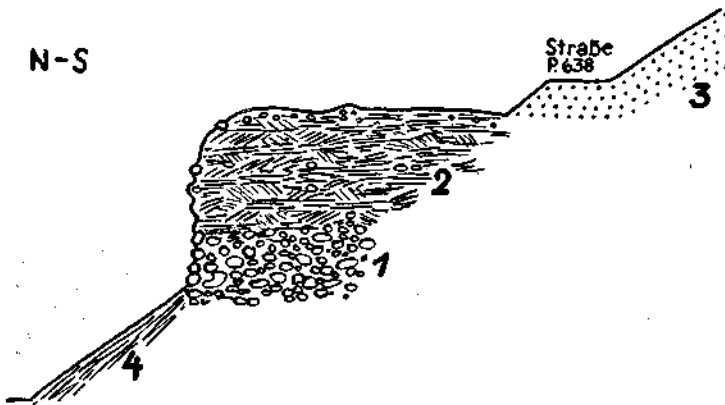


Abb. 1: Ampasser Konglomerat bei P. 638, NO Egerdach

- 1 = grobschottrige Abteilung des Ampasser Konglomerates mit einzelnen großen Geröllen
- 2 = sandige Abteilung des Ampasser Konglomerates mit Kreuzschichtung
- 3 = Terrassenschotter, R—W interglazial
- 4 = Schutthang

dünne Geröllagen vor. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke ist annähernd gleich. An der NO-Seite des Konglomerathügels hat der Hasenbauer einen stollenförmigen freistehenden Keller angelegt. Dies zeigt den guten Verhärtungsgrad der Sandsteine. Die Schotter sind noch etwas härter verfestigt. Die Masse der Gerölle liegt um Faustgröße, doch kommen auch einzelne mit 2 *dm* und mehr Durchmesser vor.

Am Wege von Ampaß nach Kogelmoos ist etwa 300 m östlich P. 702 in einen kleinen etwa 5—6 m langen Stollen auch das Liegende des Ampasser Konglomerates aufgeschlossen: über Quarzphyllit liegen leicht verkittete Schotter mit Mehlsandlagen, die nach oben in eine etwa 30 *cm* starke Grundmoräne übergehen. Diese ist durch zahlreiche schön geschrämmte und gekritzte Geschiebe eindeutig als solche gekennzeichnet. An scharfer Grenze folgt darüber fest verkittetes Ampasser Konglomerat. Seine untersten Lagen sind feinsandig (siehe Abb. 2). Die Grundmoräne im Liegenden entspricht ganz jener nordwestlich Egerdach, am Weg von Egerdach hinab in die Inntalebene, die schon J. Blaas (26, S. 37) beschrieben hat. Diese

Grundmoräne gleicht, wie R. v. Klebelsberg (45, S. 506) betont, stark jener im Liegenden der Höttinger Breccie.

Durch J. Blaas (24, 26) wurden vom Palmbichl Bändertone beschrieben, die das Ampasser Konglomerat unterlagern. Diese Beschreibung Blaas' wurde bis jetzt in allen nachfolgenden Beschreibungen als zu Recht bestehend übernommen, die von Blaas darin aufgefundenen Pflanzenreste entsprechend in den Verband des Ampasser Konglomerates gestellt. Diese Pflanzenreste führenden Tone sind aber nicht unter dem Konglomerat liegend, sondern diesem bloß angelagert. Es handelt sich um Terrassen-sedimente (siehe S. 281).

Mit Ausnahme der schon Blaas bekannten Vorkommen (in der Umgebung der Peerhöfe, am Palmbichl) kommt bei allen anderen Vorkommen des Konglomerates das Grundgebirge in nächster Nähe vor. Die Vor-

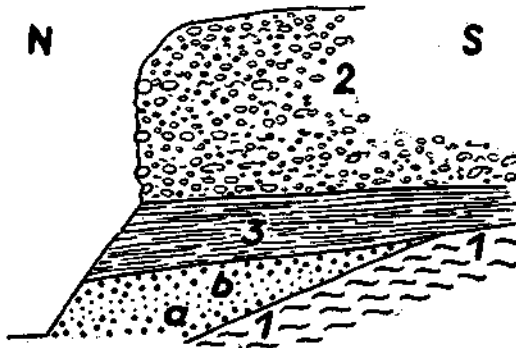


Abb. 2. Ampasser Konglomerat am Weg Ampaß—Kogelmoos

- 1 = Quarzphyllit
- 2 = fest verkittetes Ampasser Konglomerat
- 3 = lehmige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben
- a = leicht verfestigte Schotter
- b = Mehlsandlage

kommen im Hasental zeigen, daß dort bereits vor Ablagerung des Konglomerates eine Talfurche bestanden hat.

Neben dem Ampasser Konglomerat sind aus dem Inntalraum schon lange eine größere Zahl von Resten weiterer alter, stark verfestigter Konglomerate bekannt. Es liegen darüber aber keine eigenen Neu- beobachtungen vor. Diese Konglomerate sind beschrieben bei:

- Salvesenklamm bei Imst (Ampferer, 12, S. 44).
- Nassereith (Ampferer, 11, S. 38).
- Matrei (Heißel, 31, S. 443).
- Erbstollen bei Schwaz (Ampferer, 10, S. 67—68).
- Vomper Loch (Ampferer, 3, S. 739; Heißel, 37, S. 35).
- Kasbach (Heißel, 37, S. 35).
- Maurach (Ampferer, 10, S. 68).
- Angath (Heißel, 38, S. 219; Wehrli, 68, S. 385).
- Pending (Levy, 58, S. 11).
- Seebach bei Hinterstein (Ampferer, Kaisergebirgsführer S. 22).

Durchholzen (Ampferer, 13, S. 138).

Brannenburg (Penck und Brückner, 64, S. 148).

Das Konglomerat im Erbstollen und das des Vomper Loches liegen auf älterer Grundmoräne auf. Entsprechende Konglomerate sind auch aus dem Salzachtal, z. B. an der Mündung von Groß- und Klein-Artal, und aus der Talsohle zwischen Schwarzach und St. Johann i. P. bekannt¹⁾.

Ein Vorkommen aber, das schon lange bekannt ist, wurde in seiner Bedeutung bisher zu wenig gewürdigt. Es wurde schon 1885 von J. Blaas (24, S. 23) beschrieben. Es handelt sich um das tiefstliegende bisher bekannte Vorkommen der Höttinger Breccie. J. Blaas schreibt (S. 23): „Ein zweiter, von A. Pichler erwähnter Punkt mit ähnlichen Ablagerungen befindet sich westlich vom Graben an der Mündung der Rinne, die westlich vom Achselkopf herabzieht. Hier ist die Breccie ausgesprochen ein verfestigter Schuttkegel. In ihrem Aussehen weicht sie dadurch nicht unerheblich von ihrer Schwester im Graben ab (gemeint ist der Höttinger Graben), daß sie reich an Urgebirgsgeröllen ist, welche sogar, dicke Bänke bildend, stellenweise mit wenigen Kalkgeröllen gemischt, herrschen“. Es handelt sich also, wie aus dieser Beschreibung klar hervorgeht, um einen Übergang der normalen Höttinger Breccie in Konglomerat. Dieser Übergang vollzieht sich an der tiefsten bis jetzt von Höttinger Breccie bekanntgewordenen Stelle. Gleichzeitig nimmt der Gehalt an kristallinem Geröllmaterial beträchtlich zu. Während in der eigentlichen Höttinger Breccie Kristallingerölle eine Seltenheit sind, treten sie hier bankbildend auf.

Dieses Vorkommen scheint eine Lücke zu schließen. Wie schon erwähnt, gibt es in den Nördlichen Kalkalpen Gehängebreccien, die der Höttinger Breccie entsprechen, in großer Zahl. Es bleibt jedenfalls die ungezwungenste und natürlichste Erklärung, sie alle ein und demselben Phänomen gewaltiger Hangverschüttung zuzuschreiben, geologisch zu gleicher Zeit und unter gleichen Ursachen und Bedingungen entstanden. Man kennt aber bei all diesen Breccien nur die dem Berghang angelagerten Reste. Diese setzen aber auch eine entsprechende Zuschüttung der Talsohle voraus. Selbst dort, wo die Höttinger Breccie in flacher Lagerung gegen das Inntal vorspringt (Mayrscher Steinbruch), liegt nicht ihr natürliches Unterende vor, sondern ein zufälliger Erosionsrand. Welcher Art war die Talfüllung mittlerer Teile, die vorhanden gewesen sein muß? Gleichmäßig über das ganze Inntal unterhalb Imst verteilt liegen die Reste stark verfestigter Konglomerate, die zweifellos älter als die Terrassensedimente sind. Auch hier muß man nach dem Grundsatz gleiche Ursache — gleiche Wirkung annehmen, daß sie ein und derselben Bildungszeit entstammen. Was liegt näher, als in ihnen eine Kette von Erosionsresten einer alten Talzuschüttung aus Flußschottern und Sanden zu sehen. Die Bedeutung des von J. Blaas beschriebenen Vorkommens konglomeratischer kristallinreicher Höttinger Breccie liegt darin, daß es den Übergang von der brecciösen Hangverschüttung zur konglomeratischen Talverschüttung zeigt. Man muß daher die alten Konglomerate im Inntal

¹⁾ Heißel, W.: Aufnahmen auf den Kartenblättern 123/1 Saalfelden usw., früher St. Johann i. P. 5050 (Bericht 1950). Verh. Geol. B. A. 1950/51, H. 2, S. 26—27. — Heißel, W.: Geologischer Führer (Hundertjahrfeier) Verh. Geol. B. A. 1950/51, Sonderheft A, Wien 1951, S. 74.

und die verschiedenen Vorkommen von Gehängebreccien als gleich alt auffassen.

Zusammenfassend ergeben sich für das Konglomerat von Ampaß folgende Feststellungen:

1. Das Konglomerat setzt sich aus verfestigten Schottern und Mehlsanden zusammen. Es ist eine fluviatile Ablagerung.

2. Das Konglomerat überlagert an zwei Stellen einwandfrei Grundmoräne. Jene bei Egerdach gleicht der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie. Die von Blaas beschriebene Unterlagerung durch Pflanzenreste führende Tegel am Palmbichi besteht nicht, diese sind dem Konglomerat nur angelagert.

3. Das Konglomerat wird durch die Art der Verwitterung seiner Karbonatgerölle gekennzeichnet. In den Terrassenschottern gibt es keine hohlen Gerölle.

4. Das Konglomerat ist älter als die Terrassensedimente.

5. Das Ampasser Konglomerat ist aller Wahrscheinlichkeit nach in derselben Interglazialzeit zur Ablagerung gekommen wie die Höttinger Breccie.

3. Die Riß-Moräne

(In bezug auf Terrassensedimente Liegendmoräne)

Im Inntal sind Vorkommen von Moränen im Liegenden der Terrassenschotter schon von vielen Stellen bekanntgeworden. In der Mehrzahl werden es Riß-Moränen sein, doch können auch Moränenreste älterer Eiszeiten mit darunter sein. Ihre Zahl konnte um einige neue Vorkommen vermehrt werden. Am bemerkenswertesten sind die Vorkommen bei Arzl bei Innsbruck und bei Terfens, da sie größere Ausdehnung aufweisen.

Bei Arzl ist bei Erweiterungsarbeiten an der Straße Arzl—Rum zwischen P. 669 und dem Kreuz westlich P. 639 stark lehmige Grundmoräne mit zahlreichen gekritzten Geschieben freigelegt worden. In ihrem Aussehen entspricht die Moräne mehr der älteren als der Würm-Grundmoräne. Wenn auch eine unmittelbare Überlagerung fehlt, so ergibt sich doch aus den örtlichen Lageverhältnissen, daß es sich nur um ältere und nicht um Würm-Grundmoräne handeln kann. Zwischen P. 669 und dem Arzler Kalvarienberg zieht eine breite Erosionsrinne hangah. Sie ist jungen (Schlern-) Alters (siehe S. 287). Bei P. 669 und dem Gasthaus Canisiusbrünnl liegen moränenwallartige Rücken, die aber wenigstens teilweise von Mehlsanden aufgehaut werden, wie sie ins Hangende des Arzler Bänder-tonlagers gehören. Östlich anschließend liegt der Schuttkegel der Rumer Mur. Wahrscheinlich liegt die Grundmoräne auf Fels auf. Es dürfte sich dabei um die östliche Fortsetzung des Triaskalk-Rückens handeln, der westlich Arzl unter Schlernschottern vorschaut und in Steinhüchen beim Kalkofen östlich der Kapelle 611 m abgebaut wurde.

Westlich Terfens ist ältere Grundmoräne über größere Flächen erschlossen (Taf. XXI., Abb. 15). Das Rieder Moos (Neu-Terfens) bildet eine in den Abfall der Gnadentaler Terrasse kesselförmig eingreifende Nische. Überall kommt hier lehmige Grundmoräne mit schön geschrammten Geschieben zutage. Sie gibt Anlaß zu zahllosen starken Quellaustritten. Vom Rieder Moos läßt sie sich hinab bis zum Bahnhof Terfens-Weer ver-

folgen. Aber auch hier am Terrassenfuß gegen die heutige Talsohle zwischen Bahnhof Terfens-Weer und dem Larchbach treten hin und hin stark lehmige Geschiebe führende Schuttmassen auf, die Anlaß zu zahlreichen kleinen Quellaustritten gehen. Unter den Kalkgeschieben finden sich sehr schön politierte und gekritzte. Diese und die Wasser stauende lehmige Zusammensetzung der Ablagerung kennzeichnen auch hier den Schutt eindeutig als Grundmoräne. Diese Grundmoräne am Aurain und jene des Rieder Mooses gehören zusammen. Wie in Baugruhen für Siedlungshäuser in Neu-Terfens zu beobachten ist, geht die einwandfreie Grundmoräne nach oben in schlecht gewaschene, geschichtete Schotter über, die das Liegende der Terrassenschotter des Gnadenwaldes hilden. Die Grundmoräne erweist sich hier als eindeutig ältere Grundmoräne (wahrscheinlich Riß). Würm-Moräne schließt schon rein lagemäßig aus. Diese überzieht die Gnadenwalder Terrasse etwa 200 m höher. Als östliche Fortsetzung der Riß-Moräne im Rieder Moos ist auch jene Grundmoräne aufzufassen, die am Larchhach bei Terfens

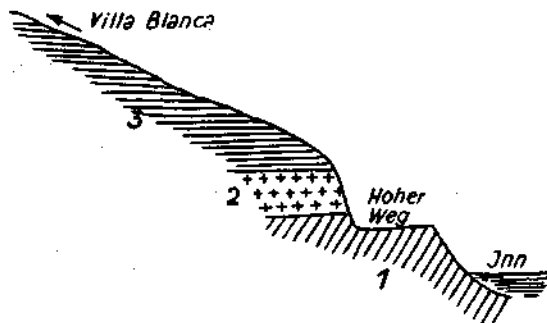


Abb. 3: Liegend- (Riß-) Moräne am Hohen Weg in Innsbruck

- 1 = Muschelkalk
- 2 = Riß-Grundmoräne
- 3 = sandiger Bänderton der Terrassensedimente, R—W interglazial

und Weißmarter zu erkennen ist. Im übrigen hat die Grundmoräne am Aurain schon O. Ampferer beobachtet. Ihre Lage läßt vermuten, daß hier der Felssockel der Gnadenwalder Terrasse nahe an die Oberfläche kommt (W. Heißel, 37, S. 35).

Bei Verbreiterungsarbeiten am „Hohen Weg“, der Bundesstraße von St. Nikolaus nach Mühlau wurde unterhalb der Villa Blanca ein Profil freigelegt (siehe Abb. 3), das die seinerzeitigen Beobachtungen von J. Blaas vollinhaltlich bestätigt: Fels, darüber Grundmoräne, darüber Bänderton (vgl. J. Blaas, 24, S. 38; 26, S. 44). Dieses am Hohen Weg bloßgelegte Vorkommen von Grundmoräne zeigt, daß dieselbe hier, unter Terrassensedimenten liegend, größere Verbreitung hat. Es ist die westliche Fortsetzung der von J. Blaas beschriebenen Grundmoräne beim „Liner“ (26, S. 44) und im Liegenden der „Norenschen Schottergrube“ (24, S. 38). Beim Liner handelt es sich um die am Ausgang zur Weiherburg gelegene Gärtnerei, oberhalb des sogenannten Notsteges über den Inn (zwischen westlichem und östlichem Weiherburggraben). Die „Norensche Schottergrube“ war am Hange oberhalb der einstigen Kettenbrücke am O-Abfall des Judenbichl

gelegen. Weiter westwärts gehört ihr das Vorkommen von Grundmoräne beim Venusbad ober St. Nikolaus (J. Blaas, 26, S. 45) und am Fallbach (J. Blaas, 24, S. 32) an (vgl. auch H. Katschthaler, 39, S. 23 ff.).

Daß ältere Grundmoräne am Gehänge nördlich Innsbruck verhältnismäßig an zahlreichen Stellen zutage tritt, hängt mit der hier besonders tiefgreifenden Abtragung zusammen.

Im Silltal kommt ältere Grundmoräne in großer Verbreitung vor (W. HeiBel, 31, S. 444—445). Sie zieht aus der Gegend von Matrei, wo sie über dem älter-interglazialen Konglomerat liegt, mit Unterbrechungen auf der östlichen Talseite hinaus bis zum Gluirschhof bei Innsbruck. Eine Überlagerung durch Terrassensedimente ist allerdings nur bei Matrei (bei Wächterhaus 84) sichtbar. Für die Vorkommen weiter talaus ergibt sich das Ribalter nach ihrer Lage und in Analogie mit den Verhältnissen bei Matrei. H. Bobek (28, S. 150) hat dieses Vorkommen von Liegendmoräne angezweifelt und sie in Hangendmoräne umgedeutet. Er fragt: „Welche Mächtigkeit müßte der Liegendmoräne zukommen und wie unwahrscheinlich ist ihre Erhaltung als Decke über breitenblösten Felsflächen!“ Auch glaubt er, daß, wäre die Moräne beim Gluirschhof Rib, dann auch die epigenetischen Silltalstrecken am Sonnenburghügel und Berg Isel älter sein müßten als Rib-Würm-Interglazial. Was die Mächtigkeit anbelangt, so ist absolut keine größere nötig als bei Moränenvorkommen üblich. Bezüglich der Unwahrscheinlichkeit der Erhaltung über Felsflächen ist diese nicht unwahrscheinlicher als andernorts, wo andere quartäre Ablagerungen, seien es Schotter, Sande oder Würmmoränen, über Felsflächen liegen. Ich sehe keinen Grund für eine Umdeutung im Sinne Bobeks und halte meine Auffassung voll aufrecht. Im Gegenteil passen die Moränen beim Gluirsch und unter Vill sehr gut zu den beiden Talepigenesen. Der durch die Moränen angezeigte alte Talhang entspricht vollkommen dem am Sonnenburghügel und Berg Isel durch Terrassensedimente verhüllten, der sich an der Grenze Fels zu Schotter deutlich ablesen läßt.

4. Die Terrassensedimente

Als Terrassensedimente werden jene meist lockeren Massen von Schottern, Kiesen, Sanden und feinstsandigen Tonen bezeichnet, die am Aufbau der das Inntal begleitenden „Mittelgebirgsterrassen“ Hauptanteil haben. Ihr Name „Terrassensedimente“ oder auch kurz „Terrassenschotter“ hat darauf Bezug.

a) Der Aufbau

1. Oberhalb der Talsohle

Als tiefstes Glied der ganzen Schichtfolge der Terrassensedimente liegen im Inntal an zahlreichen Stellen feinstsandig-tonige Ablagerungen. Sie zeigen in den meisten Fällen eine deutliche Bänderung, deren Wesen bis jetzt noch nicht genügend untersucht ist. Diese „Bändertone“ werden vielerorts in Tongruben für Ziegeleien abgebaut (Hatting, Inzing, Figge, Arzler Kalvarienberg, Fritzens, Hopfgarten u. a.). In diesen Tongruben sind sie oft in bedeutender Mächtigkeit sehr schön aufgeschlossen. In ungestörten Profilen gehen die Bändertone nach oben allmählich in Mehlsande über, über denen dann normal Flußschotter liegen.

Alle Bändertone liegen nahe der heutigen Talsohle am Fuße der Innalterrassen. Das Liegende ist nirgends erschlossen. Die Tone sind ein vollkommen homogenes Sediment, das keine größeren Unterschiede in Bau und Zusammensetzung zeigt, gleich ob es sich um einen Ton bei Imst im Oberinntal oder um einen aus dem Unterinntal handelt. Einzig die Deutlichkeit der Bänderung schwankt. Diese Einförmigkeit ihrer Ausbildung bezeugt, daß sowohl für das ganze Gebiet ihrer Verbreitung als auch während der ganzen Dauer ihres Absatzes gleiche Ablagerungsbedingungen geherrscht haben. Die Bändertone gelten allgemein als Seetone. Sie sind hin und hin an den Talflanken des Inntales bekannt. Die Neuaufnahme konnte noch einige hinzufügen, die größere Abmessungen aufweisen.

Am südlichen Talhang bauen östlich der Haller Innbrücke Bändertone auf über 2 km Länge den Hangfuß auf. Sie enden mit dem Hervorkommen des Quarzphyllites in Höhe des Hofes Moser 595 m. Ich verdanke Herrn Dr. O. Schmidegg die freundliche Mitteilung, daß dieses Bändertonvorkommen während des Krieges in Bombentrümmern auch westlich der Haller Innbrücke sichtbar war. Es baut dort die niedere Terrassenfläche bis Häusern auf. Bei Häusern, am Ausgang des Ampasser Trockentales, beschrieb schon J. Blaas (26, S. 79) ein Profil an der Terrassenböschung unmittelbar über dem Inn: Unten Bändertone, darüber Mehlsand, oben fragliche Moräne. Dieses heute nicht mehr aufgeschlossene Bändertonvorkommen bei Häusern bildet wohl das Westende des großen Tonlagers bei der Haller Innbrücke. Beim Umbau der Straße von Hall nach Tulfes wurden im Walde gleich unterhalb des Glockenhofes bei 640 m Bändertone und Mehlsande angeschnitten. Sie dürften nahe der Obergrenze dieses Tonvorkommens liegen.

Im Raume des Gnadenwaldes haben die bis jetzt nur bei Fritzens bekannten Tone ungleich größere Ausdehnung. Die in der Tongrube aufgeschlossenen Bändertone reichen im Farntal bis 780 m (einschließlich der Mehlsande). An der Einmündung des Griesß- in den Fritzn Bach bedingen sie an ihrer Oberfläche Quellaustritte. Im Baumkirchner Tal (Fallbach) reichen sie bis 740 m. Auch hier geben sie wieder hin und hin Anlaß zu Quellaustritten und lassen so deutlich ihre Obergrenze erkennen. Dasselbe große Bändertonlager dürfte auch die Quellen von Brunnholz (P. 642) nordöstlich Mils bedingen. Wie mir ebenfalls Dr. O. Schmidegg liebenswürdigerweise mitteilte, waren im Luftschutzzollen nordöstlich Mils am Abfall der Gnadenwalder Terrasse sandige Tone aufgeföhren. Auch die in einer Sandgrube am NW-Abhang des Gnadenwaldes aufgeschlossenen Mehlsande können ebenfalls ins unmittelbar Hangende dieser Tone gehören.

Auch das Bändertonvorkommen von Hopfgarten hat weit größere Ausdehnung als bisher bekannt. Die geologische Karte 1:75.000 (österreich. geol. Spezialkarte, Blatt Rattenberg) verzeichnet nur ein kleines Vorkommen am Grafenweger Bach südwestlich Hopfgarten zwischen 700 und 740 m Höhe. Für die Ziegelei Hopfgarten wird der Ton aus einer nördlich des Ortes gelegenen Terrasse (Schnapfen 668 m) gewonnen. Bändertone tritt aber auch im Raume von Itter auf. Er baut hier den schmalen Sporn auf, der von Nasen gegen Luech südlich der Bundesstraße Wörgl—Ellmau zieht. Hier wird der Ton derzeit für die Ziegelei Kundl abgebaut (siehe Abb. 4). Dieses Bändertonvorkommen scheint sich ostwärts bis Mühlthal fortzusetzen. Bei P. 603 zeigen Sumpfwiesen, Quellaustritte und stark

gegliederte Oberfläche dasselbe an. Ob die Quellaustritte östlich der Bundesstraße nördlich von Bichlmühle (bei P. 663) auf Bänderton zurückgehen, ist nicht zu entscheiden.

Über den Bändertonen folgen bei Itter überall Mehlsande. Der schmale Terrassenrest südlich Mühlthal wird talseitig ganz aus solchen aufgebaut. Bergseitig liegen Schotter. Ebenso besteht die Terrasse auf der östlichen Talseite gegenüber Bichlmühle ganz aus Mehlsanden. Die Terrasse von Itter wird zur Hauptsache von Schottern aufgebaut. Diese zeigen starken Einschlag ortsnahen Gesteines (Grauwacken) neben Kristallin. Auch in den Mehlsanden ist ein solcher Einschlag an zahlreichen kleinen Buntsandsteingeröllchen zu erkennen.

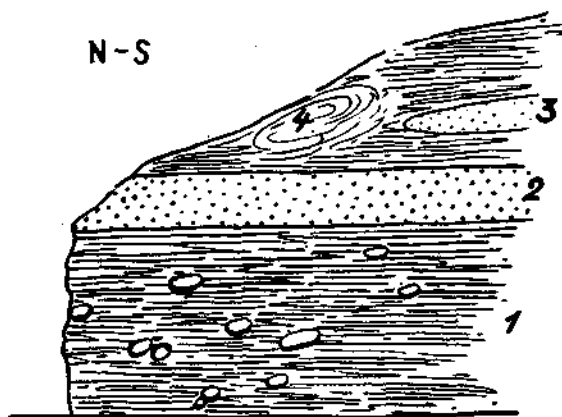


Abb. 4: Bändertonaufschluß zwischen Nasen und Luech NW Itter

- 1 = Bänderton mit Geröll von Grauwackengesteinen, etwa 5 m mächtig
- 2 = Kieselage aus Grauwackengesteinen, etwa $\frac{1}{2}$ m mächtig
- 3 = Linse von bräunlichem Mehlsand
- 4 = verkneteteter Ton

Eine Übersicht aller bis jetzt im Inntalraum bekanntgewordenen größeren Bändertonvorkommen läßt folgende bemerkenswerte Tatsachen ablesen:

1. Die Tone sind im ganzen Talraum einander sehr ähnlich. Man kann keine für nur ein Vorkommen kennzeichnenden Merkmale feststellen.
2. Alle Vorkommen liegen nahe der heutigen Talsohle. Sie zeigen eine deutlich konstante Höhenlage.
3. Die Obergrenze der meisten Vorkommen liegt bei 700—740 m.

Soweit es sich nicht um Vorkommen handelt, bei denen die höheren Teile der Schichtfolge nicht aufgeschlossen sind (Afling, Figge, Tollinger, Haller Innbrücke) liegt die Obergrenze der Vorkommen etwa bei 700 m für Ton und 740—760 m für Mehlsand. Man kann daraus folgern, daß bis zum Zeitpunkt, als die Einschüttung die Höhe 700 m erreicht hat, im gesamten Talbereich sehr einheitliche Absatzbedingungen gegeben waren mit fein- bis feinstkörnigen Sedimenten als Ablagerungen im stehenden Gewässer. Mit dem Überschreiten der 700—760 m Höhenmarke änderten sich dann die Ablagerungsbedingungen grundlegend, die Feinsedimente

Übersicht der Bändertonevorkommen im Inntal:

Vorkommen	Obergrenze	
	Ton	Mehlsand
Gurgltal Imst-Tarrenz	800 m	
Hatting	700 m	
Inzing	700 m	
Blasiusbergl bei Völs	680 m	
Afling	640 m	
Figge (Ziegelstadel)	660 m	
Ziegelei Tollinger (J. Blaas, 24, S. 51).....	600 m	
Arzler Kalvarienberg und Umgebung	670 m	720 m
Haller Innbrücke	640 m	
Baumkirchner Tal (Fallbach).....	700 m	740 m
Fritzens-Farntal	720 m	780 m
Kasbach bei Jenbach		840 m
Hopfgarten.....	700 m	

treten plötzlich ganz zurück. Es folgt oberhalb die mächtige Serie der Flußschotter. Bändertone fehlen hier gänzlich. Nur örtlich kommen auch höher oben Mehlsande vor. Bedenkt man ferner, daß alle Bändertone am Rande des Inntales auftreten, daß der See oder die Seen, in denen die Tone zum Absatz kamen, in erster Linie aber in der Talmitte gelegen sind — am Rande lag und liegt die Einschotterung vom Talhang oder aus den Seitentälern —, so muß man die heute vorliegenden Tonvorkommen als Reste in Uferhuchten oder am Rande der Seen auffassen, während die in der Talmitte gelegene große Masse des Tones erosiv entfernt worden ist. Für diese Auffassung sprechen auch die Befunde am Blasiusbergl bei Völs (J. Ladurner, 56, S. 424—426). Zuunterst liegen am Bergfuß Mehlsande, dann feine Schotter, dann Bändertone, wieder Schotter und schließlich wieder als Höchstes Mehlsand (am östlichen Vorberg des Blasiusberglis). Dieser Befund scheint mir am besten in einer Seehucht als ufernahe Schüttung erklärlich. Die Schichtfolge Sand—Schotter—Ton—Schotter—Sand zeigt nichts weiter als eine Schwankung im Verlauf der nahen Uferlinie an. Erhärtet werden diese Vorstellungen durch die bekanntgewordenen Befunde der Talfüllung unterhalb der heutigen Inntalschleife (siehe S. 266).

Wie schon erwähnt, folgen über den Bändertonen unter Zwischenschaltung verschieden mächtiger Mehlsande Flußschotter vom Aussehen normaler Innschotter. Im großen gesehen sind Korngröße und Zusammensetzung dieser Schotter im ganzen Inntal ziemlich gleichbleibend. Nur örtlich, besonders in der Nähe der Einmündung von Seitentälern und Seitengräben kommen auch gröbere örtliche Blockschotter vor. Die Schotter sind sehr kristallinreich. Nur im untersten Unterinntal unterhalb von Kufstein, bei Ebbs, Niederndorf und Erl, überwiegt der Anteil von Geröllen von Triaskalken und Buntsandstein. Dies zeigt, daß in diesem Talbereich wenigstens zeitweilig auch eine starke Schotterlieferung aus den Seitentälern ins Haupttal erfolgte, während gerade im Unterinntal nach älteren Beobachtern die Einschotterung vom Haupt- ins Nebental erfolgt ist.

Vielerorts liegen in den Schottern konglomerierte Bänke. Stets ist aber die Verkittung weniger einheitlich und weniger stark als bei den alten Konglomeraten vom Typ Ampasser Konglomerat. Die für die alten Konglomerate bezeichnenden hohlen Gerölle fehlen. Die Konglomerierung der Terrassenschotter hängt sichtlich mit Grundwasserspiegellagen zusammen.

Mehrfach treten auch in hangenden Teilen der Terrassensedimente Mehlsandlagen auf, z. B. im Silltal bei Matrei und Schönberg (W. Heißel, 31, S. 451, 454). Diese Mehlsande sind petrographisch von jenen im Liegenden der Terrassensedimente verschieden (J. Ladurner, 57).

2. Unterhalb der heutigen Talsohle

Über die Tiefe der Zuschotterung des Inntales geben im Raume von Innsbruck die Bohrung von Rum und im Raume von Kirchbichl seismische Lotungen Aufschluß. Durch die Rumer Bohrung sind wir auch über die Art der Talfüllung unter der heutigen Talsohle unterrichtet. O. Ampferer (9) hat darüber kurz berichtet. Die Bohrung reichte 199 m tief unter die heutige Talsohle hinunter. Sie wurde etwa in der Talmitte nächst der Haltestelle Rum niedergebracht und bat weder die Felstalsohle noch auch ältere quartäre Ablagerungen erreicht. Aus dem von Ampferer (S. 72) wiedergegebenen Bohrprofil ergibt sich, daß oberflächlich (bis 16 m) vornehmlich kalkalpine Schotter liegen, die bei 2·5—5·2 m durch eine Lehmlage getrennt werden. Wie schon Ampferer annahm, handelt es sich bei diesen Schottern wohl um die untersten Teile des postglazialen Schuttkegels der Rumer Mur. Die zwischenliegende Lehmlage zeigt eine Unterbrechung der Schuttlieferung an. Unter diesen kalkreichen jungen Schottern liegt eine einheitliche Serie, die bis zur Endtiefe der Bohrung anhielt. Sie setzt sich aus Ablagerungen zusammen, die ganz den Bändertonen, Mehlsanden und Schottern entsprechen, wie sie oberhalb der Inntalsole die Mittelgebirgsterassen aufbauen. Der einzige Unterschied besteht darin, daß unterhalb der Talsole im durchörterten Bereich die feinkörnigen bis feinstkörnigen Sedimente weitaus gegenüber den Schottern überwiegen. Oberhalb der Talsole ist das Verhältnis eher umgekehrt.

In den Erläuterungen zum Bohrprofil (9, S. 72) werden die Feinsedimente meist als Sand, Feinsand oder Mehlsand bezeichnet, wodurch der Eindruck erweckt werden könnte, daß in der Bohrung nicht Tone, sondern Feinsande durchfahren wurden. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß diese Bezeichnungen von O. Ampferer aus dem Protokoll des Bohrmeisters stammen. Durch die Wasserspülung beim Bohren wurden gerade die feinsten tonigen Bestandteile ausgeschlämmt und dadurch dem Laien (Bohrmeister) der Eindruck eines sandigen Sedimentes vermittelt. Daß es sich bei den erbohrten Feinsedimenten mehr um Bändertone als um Sande gehandelt hat, scheint mir außer Frage zu stehen. Auch weist die Angabe Ampferers (S. 73), daß die Korngrößen 0·001—0·002 mm weitaus überwiegen, darauf hin.

Ob die Schotter unter 180 m Bohrtiefe wieder nur eine Zwischenlage in Feinsedimenten vorstellen wie jene zwischen 77 und 98 m oder ob sie größere Mächtigkeit erreichen, ist nicht zu entscheiden. Jedenfalls zeigt ein Idealprofil durch die gesamte Zuschotterung des Tales, zusammengestellt aus den Verhältnissen der Bohrung von Rum und etwa denen im

Bereiche der Bändertonlager des Gnadenwaldes, das starke Vorherrschen der Feinsedimente, also von Ablagerungen in stehende Gewässer gegenüber den Grobsedimenten, d. s. Flußschotter (siehe Taf. XXI., Ahh. 18 und Ahh. 20).

Im Unterinntal wurden wertvolle Aufschlüsse über die quartäre Talverschüttung unter der heutigen Talsohle durch seismische Lotungen gebracht (W. Heißel, 38, S. 219—221). Sie beweisen, daß die Talsohle in Fels im Bereiche der großen Innschleife bei Kirchbühl 140—185 m tief verschüttet ist. Die tiefsten geloteten Stellen der Felstalsohle liegen in 300 m SH. Da diese seismisch festgelegten Tiefenpunkte über die gesamte Talbodenbreite verteilt sind, geben sie ein viel verlässlicheres Bild als das 1921 durch Bohrungen bei Wörgl gewonnene. Man darf mit voller Berechtigung annehmen, daß die beiden Wörgler Bohrungen, die den Fels bei 419 bzw. 413 m SH erreichten, nicht die wahre Tiefenlinie in Fels anzeigen. Die Felssohle des Inntales liegt bei Rum unter 360 m SH, bei Kirchbühl bei 300 m SH. Es läßt sich daher weder eine Verbiegung der Felstalsohle noch eine glazial übertiefte Felswanne erkennen. Alle diesbezüglichen Annahmen, die auf Grund der Wörgler Bohrungen gemacht wurden, sind so lange hinfällig, bis eine tiefere Felslage im mittleren Inntal gegenüber dem unteren nachgewiesen ist. Auch die Felsauftragungen aus der Talsohle bei Kufstein geben keinen Anhaltspunkt über die Felstiefe unter der Talsohle. Die heutige Talsohle liegt bei 450 m. Zwischen Festungs- und Kalvarienberg ist aber genügend Raum für eine etwa bis 300 m SH eingeschnittene Sohle in Fels.

b) Die Terrassenoberfläche

Schon H. Bobek (28) hat darauf hingewiesen, daß die Oberfläche der Inntalterrassen morphologisch in zwei deutlich getrennte Typen sich gliedert:

1. Terrassen mit sanft wellig überformter Oberfläche, ohne scharfkantige Formen.
2. Terrassen mit sehr unruhiger Oberfläche und besetzt mit scharfkantigen Kleinformen.

Im Typ 1 ist die Terrassenoberfläche in lange Mulden- und Höhenzüge mit sanft abfallenden Flächen gegliedert. Vereinzelt sitzen drumlingartige Rücken auf. Terrassierung mit steilen Terrassenböschungen und scharfer Oberkante fehlt vollkommen oder tritt mindestens sehr stark zurück. Der Einfluß des darübergleitenden Inntalgletschers der letzten Großvergletscherung (Würm) auf seinen Untergrund ist unverkennbar. Aufschlüsse zeigen auch stets gut bearbeitete Grundmoräne. Über oft weite Strecken verstreut findet sich außerdem viel erratisches Material in großen Blöcken.

Typ 2 trägt alle die von H. Bobek (28) beschriebenen Eisrandbildungen: Eisrandterrassen, Sichelrücken, Toteislöcher usw., alles durchaus scharf herausmodellerte Kleinformen. Er steht damit im scharfen Gegensatz zu Typ 1.

Es zeigt sich, daß beide Typen im Inntal eine ganz bestimmte Verbreitung haben. Typ 2 ist stets am Ausgang von Seitentälern und Seitengraben zu finden. Er ist umso ausgeprägter, je größer das Seitental ist. H. Bobek hat die ihm aufsitzenden Formen für Bildungen am Rande des in der Tal-

mitte liegenden abschmelzenden Innigletschers erklärt. Die hier liegenden Schotter wären Ablagerungen am Rande dieses Gletschers, zum Teil auch Sanderflächen. Beispiele von Terrassenflächen dieses Typs sind die Terrassen von Oberperfuß, Axams-Grinzens, Vill-Igls u. a. Typ I hingegen ist gerade in jenen Talstücken anzutreffen, in denen keine Seitentäler einmünden. Solche Talstücke sind große Teile des Gnadenwaldes, Rinn-Tulfes, Angerberg, Häring-Schwoich u. a. Im Grenzbereich bestehen natürlich zwischen beiden Typen Übergänge.

Eine Erscheinung, die in beiden Terrassenoberflächen anzutreffen ist, sind Trockentäler. Das sind tief in die Terrasse eingeschnittene Talfurchen von oft vielen Kilometern Länge, die heute von nicht ihrer Größe entsprechenden Wasserläufen durchflossen werden. H. Bobek (28) hat sie im allgemeinen als die Abflußrinnen der seitlich des abschmelzenden Innigletschers sich sammelnden Schmelzwässer erklärt.

Mit der Frage der von H. Bobek beschriebenen Toteislöcher habe ich mich schon in einer früheren Arbeit befaßt (W. Heißel, 35) und dabei nachweisen können, daß es sich in den meisten Fällen um Bildungen ganz anderer Entstehung handelt oder wenigstens andere Entstehung ebensogut möglich ist.

II. Beschreibung der einzelnen Terrassenabschnitte.

1. Die Inntal Terrasse westlich des Sellraintales

Den Aufbau dieses Terrassenstückes hat schon 1932 J. Ladurner (56) beschrieben: Bändertone bei Hatting und Inzing, Innschotter mit örtlichem Einschlag an der Einmündung der Seitentäler, über den Schottern ausgedehnte Decken von Würm-Grundmoräne und örtlich an den Mündungen der Seitentäler auf die Terrasse Ablagerungen von Schlerngletschern. H. Bobek (28) hat 1935 die Oberflächenformen beschrieben. 1950 hat H. Paschinger (62) das Bändertenvorkommen von Inzing genau beschrieben. Er unterscheidet zweierlei Bändertone, einen blaugrauen älteren, interglazialen und einen braunen jüngeren, postglazialen. Teile dieser Tone sind verrutscht. In den umgelagerten Tonen treten reichlich Holzreste auf. Außerdem wurde hier ein Knochen eines Hirsches gefunden (62, S. 58). Der geschichtliche Ablauf vollzog sich nach H. Paschinger (62, S. 60) etwa wie folgt: Im Riß-Würm-Interglazial war ein etwa 800 m langer, unterhalb des Schwemmkegels des Enterbachs gelegener See. In ihm lagerten sich 80 m mächtige Bändertone ab. Nach der Verlandung wurden Feinsande und Schotter darübergebreitet, die schließlich von dem Würmgletscher mit Moräne überzogen wurden. Nach dem Schwinden des Würmgletschers wurden die interglazialen Ablagerungen tief erodiert, die Hänge in Ton neigten zu Ableitungen. Es folgte wieder eine Zeit der Aufschüttung, aus der die braunen Tone stammen. Nach neuerlicher Erosion, wahrscheinlich bis unter die heutige Talsoble, die zum Abgleiten auch der braunen Tone führte, erfolgte dann die Aufschüttung des heutigen Talbodens. H. Paschinger glaubt also am Inzinger Bändertone drei Aufschüttungsphasen erkennen zu können, die durch zwei Erosionsperioden getrennt sind.

Wie schon darauf hingewiesen (siehe S. 264) spielt innerhalb der Terrassensedimente die 700 m-Höhenlinie im Inntal eine große Rolle. Alle

Bändertonyorkommen, deren normale Überlagerung durch Sande und Schotter sichtbar ist, erreichen um diese Höhenlage ihre Obergrenze. Auch das Inzinger Vorkommen reiht sich, wenn man grauen und braunen Ton als Einheit auffaßt, vollkommen ein. Auch seine Hangendgrenze liegt bei 700 m (H. Paschinger, 62, S. 56).

Am eindeutigsten und für die Auslegung der Aufschlußverhältnisse grundlegend sind die Lagerungsbedingungen in der westlichen Tongruhe (H. Paschinger, Ziegelei 1). Hier haben keine Gleitungen stattgefunden, wodurch die Einheitlichkeit der Tonablagerung besonders deutlich hervortritt. Aus dem Liegenden und in ziemlicher Mächtigkeit aufgeschlossenen blaugrauen, feinschichtigen Ton entwickelt sich in ganz allmählichem Übergang der hangende bräunliche. Inwieweit an der Braunfärbung eine Entkalkung mit Ursache ist, wie H. Paschinger (62, S. 60) für die hangenden 30 m angibt, mußte erst chemisch überprüft werden. Im allgemeinen sind Bändertone an sich äußerst kalkarm. Der Übergang vom blaugrauen in den braunen Ton vollzieht sich dergestalt, daß zunächst ganz feine glimmerreichere Lagen im blaugrauen Ton auftreten, die auch die Bänderung bewirken. Allmählich verstärken sich diese Lagen zu einzelnen glimmerreichen Sandbänkchen, die dann schließlich in höheren Teilen des braunen Tones mit tonreicheren Lagen wechsellagern. Die wechsellagernden Bänkchen haben meist nur Millimeter-Mächtigkeiten. Die Schichtung des ganzen Komplexes ist flachwellig verbogen, generell leicht gegen das Tal hin geneigt. Dort, wo in der oberen Abbausohle derzeit die Füllschnauze liegt, werden die blaugrauen Tone von Schotter unterlagert. Dieser ist schlecht sortiert und ungeschichtet. Von einer Zerteilung in Tone verschiedenen Alters ist hier nichts zu beobachten.

Das Tonvorkommen wird oberflächlich von einer im allgemeinen 1—2 m mächtigen Verwitterungsschicht überzogen, in der die Schichtung vollkommen ausgelöscht ist und die reich von Wurzelfaserabdrücken durchsetzt wird.

Etwa 400 m östlich, getrennt durch einen bewaldeten Hang, dessen leicht buckelige Oberfläche auf Gleitungen hinweist, liegt eine weitere Tongruhe (H. Paschinger, Ziegelei 2). Hier muß man zwischen im ursprünglichen Sedimentverband liegenden Tonen und abgerutschten Teilen derselben unterscheiden.

Die normale Schichtfolge beginnt wieder mit blaugrauen, annähernd sählig liegenden Tonen über Schotter. Dieser ist sehr bunt zusammengesetzt. Vorherrschend ist Kristallingerölle. Gerölle von Buntsandstein und Jura-Horustein lassen eine Komponente aus dem Flußgebiet oberhalb Landeck erkennen. Die Tone überlagern die Schotter, ganz gleich wie in der westlichen Grube, ohne jeden Übergang. Sie entsprechen ganz den blaugrauen Tonen dortselbst.

Besondere Bedeutung kommt hier den verrutschten Tonen zu, einerseits weil sie fossilführend sind, andererseits weil H. Paschinger diese Rutschung annähernd ins Präboreal datiert. H. Paschinger beschreibt aus der Gleitzone, die nach ihm eine Mächtigkeit von 1 m und weniger hat (Fig. 2 und 3; S. 57 gibt er 2—3 m an), zahlreiche eingelagerte Holzreste. Die Rutschfläche ist nach ihm etwa 30° nördlich geneigt, das Holzniveau etwa 13° nördlich. Hier wurde auch der von H. Paschinger erwähnte Hirschknochen gefunden. Dieser wurde von H. Zapfe genauer bestimmt:

„*Alces cf. alces* L. Rechter Metacarpus. Das Metapodium entspricht größenmäßig dem Elch, unterscheidet sich vom rezenten Elch durch seine massige plumpe Form des Schaftes, besonders, in dessen distalen Teil. Maßgebend für diese Bestimmung war der Vergleich mit dem subfossilen Elchskelett aus der Schusterlucken bei Goisern, O. Ö. (vgl. Teller, Verh. Geol. Reichsanst. 1880). Hier sind dieselben Proportionsunterschiede zu beobachten und die Plumpheit der Metapodien erinnert an den Riesenhirsch. Es scheinen zwischen den fossilen und subfossilen Alpenelchen und den rezenten aus Nordeuropa kleine osteologische Unterschiede zu bestehen, deren systematischer Wert noch zu untersuchen wäre. Das vorliegende Metacarpale wird daher nur als *Alces cf. alces* L. bestimmt.“

Es ergibt sich nun die Frage, ob Paschingers Deutung als präboreal zu recht besteht. Zur Zeit meines Besuches (Dezember 1953) war die Rutschzone ähnlich, wie sie H. Paschinger beschrieben hat, aufgeschlossen. Die Mächtigkeit betrug etwa 1 m. Holzreste konnten keine beobachtet werden. An der schräg zurückweichenden westlichen Grubenwand kommen blaugraue und braune, annähernd sählig liegende, feinschichtige Tone zum Vorschein. Eine eindeutige sedimentäre Überlagerung der verrutschten Teile durch die braunen Tone war nicht festzustellen. Es könnte ohne weiteres sein, daß in der schräg zurückweichenden Grubenwand die waagrecht liegenden Tone den unverrutschten Unter- und Hintergrund bilden oder auch daß diese waagrecht liegenden Tone als geschlossener Komplex ohne merkliche Verstellung der Schichtung auch abgeglitten sind. Ich kann daher keinesfalls die Auffassung H. Paschingers bestätigen, der die verrutschten Tone annähernd ins Präboreal stellt und sie von jüngeren braunen Tönen sedimentär überlagert sein läßt. Im übrigen ist die Überlagerung durch braune Tone bei allen Bändertenvorkommen zu beobachten. Ich kann in den verrutschten Massen bei Inzing nur Gleitungen im Gefolge älterer Tonabbauperioden erblicken und sehe keinen Beweis für ein älteres Datum derselben. Würde man heute den westlich anschließenden, mit Erlen bestandenen Hang neu anschneiden, würde man ganz dieselben Verhältnisse wieder vorfinden. Der Wert des Vorkommens liegt aber, wie erwähnt, in seiner Fossilführung. Fossilfunde aus den Terrassensedimenten sind bis jetzt nur wenige bekanntgeworden (siehe S. 305 ff). Unter diesen wenigen ist bei manchen die Eindeutigkeit der Lagerung wieder angezweifelt worden.

Im vorliegenden Fall spricht allein schon der stark verkieselte Knochen uphedingt für ein größeres als auch nur frühboreales Alter. Er entstammt sicher den blaugrauen Bändertonen und wurde in ihnen und mit ihnen bei der jungen Hanggleitung umgelagert. Ob auch die Holzreste gleich alt sind, kann ich, da ich keine eigenen Beobachtungen darüber habe, nicht entscheiden. Ihre auch von H. Paschinger erwähnte Verkohlung spricht dafür.

Auch bei den von H. Paschinger (62, S. 60) erwähnten Tönen in der Talsohle im Bereiche von Buchfeld, Raut und Kobis ist es keinesfalls erwiesen, daß es sich tatsächlich um jüngere rezente Tone handelt. Es fehlt jeder Hinweis für eine stärkere Tiefenerosion in der Talsohle und einen nennenswerten neuerlichen Betrag der Talaufschüttung (siehe S. 266 und 304).

Aus den Verhältnissen an den Bändertonen von Inzing läßt sich nur ablesen, daß diese wieder, wie meist im Inntal, bis 700 m hinaufreichen.

Die Schotter im Liegenden zeigen, daß die Tone in ufernaher Lage abgelagert wurden. Es sind dies Verhältnisse, die sich ganz mit denen am Blasiusberg bei Völs decken (siehe S. 265). Die Inzinger Tone sind als ganzes Bestandteil der Terrassensedimente. Der Knochen von *Alces cf. alces* L. gehört in den Verband der Tone und damit in die Terrassensedimente.

Nahe dem O-Ende dieses Terrassenabschnittes liegt der schon seit J. Blaas (26, S. 33) und A. Penck (64, S. 330) bekannte Deltaschuttkegel der Rangger Reußen¹⁾. Penck glaubt hier eine Seespiegelhöhe mit Hilfe der Deltaschotter von 790 m SH ablesen zu können. Pencks Beobachtung besteht jedenfalls zurecht, ebenso seine weitere, daß sich dieses Delta auch noch in den Aufschlüssen im Taleinschnitt des Rettenbaches wiederfindet. Eine neue größere Schottergrube bei P. 649 an der Mündung des Rettenbach-Tales zeigt ebenfalls etwa 20–30° nördlich, d. i. inntalwärts fallende Schotter. Die von Penck abgelesene Seespiegelhöhe von 790 m

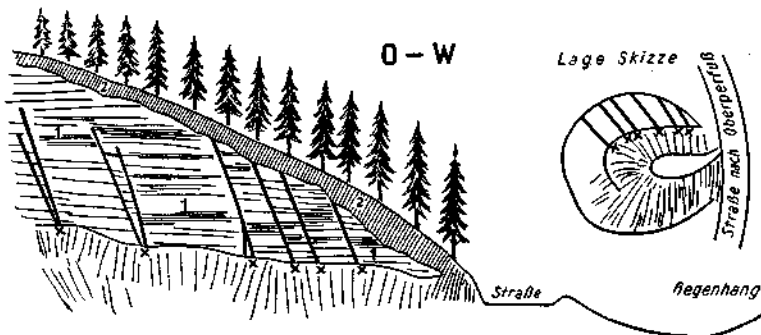


Abb. 5: Schottergrube an der Straße nach Oberperfuß, Störungen in Terrassenschottern

- 1 = Schotter mit Mehlsandlagen (Terrassensedimente)
- 2 = Verwitterungszone
- x = steil W fallende Störungsebenen

paßt sich recht gut der schon mehrfach hervorgehobenen Obergrenze der Bändertone und Mehlsande zwischen 700 und 760 m an.

An der Straße von Oberperfuß nach Unterperfuß und Kematen sind in einer großen Schottergrube fast waagrecht geschichtete Schotter mit Mehlsandlagen aufgeschlossen. An der südlichen Grubenwand ziehen sechs deutlich hervortretende Störungsebenen durch, die etwa N—S streichen und 70–80° gegen W einfallen. An einer dieser Störungen läßt sich der Schichtverstellungsbetrag erkennen: Der westliche Schotterteil liegt gegenüber dem östlichen rund 2 m tiefer (kenntlich an den Mehlsandlagen). Bei den anderen Störungen dürfte die Sprunghöhe mindestens denselben Wert haben (siehe Abb. 5).

Während die Gerölle in den Schottern, die überwiegend längliche oder flach scheibenförmige Gestalt haben, schichtparallel eingelagert sind, sind sie im Bereich der Störungsebenen etwa in einer Zone von wenigen Zenti-

¹⁾ Die auch im Schrifttum vielfach wiederkehrende Bezeichnung „Reißender Ranggen“ ist falsch. Eine Reißer ist dort, wo Gestein rieselt, und in diesem Fall handelt es sich um die Reißer bei Ranggen. Die Sinnwidrigkeit der Wortverdrehung wird am deutlichsten, wenn man sie etwa auch bei „Taxenbacher Enge“ anwenden würde.

metern bis 1 *dm* gleich dem Einfallen der Störungsfläche eingeregelt (siehe Abb. 6 a).

An anderen Störungsflächen sind bis ein paar Zentimeter starke Tonbänder mit gleichgerichtet der Störungsfläche verlaufender Feinschichtung eingeschwemmt (siehe Abb. 6 b).

Bei diesen Störungen im Schotterkörper kann es sich nicht um einfache Absackungen der hangenden Teile an einer Erosionsböschung handeln. Der Betrag von $6 \times 2 = 12$ *m* wäre bei der Lage wenig oberhalb der Tiefenlinie des Tälchens zu groß. Störungen in Terrassensedimenten sind auch an anderen Orten im Inntal bekanntgeworden (siehe S. 288).

Dort, wo über den Terrassenschottern größere Flächen von Grundmoräne liegen (Ranggen, Itzranggen) ist die Terrasse oberflächlich zu weit gespannten flachen Mulden und Rücken überformt, deren Längserstreckung in der Richtung des fließenden Inntalgletschers liegt.

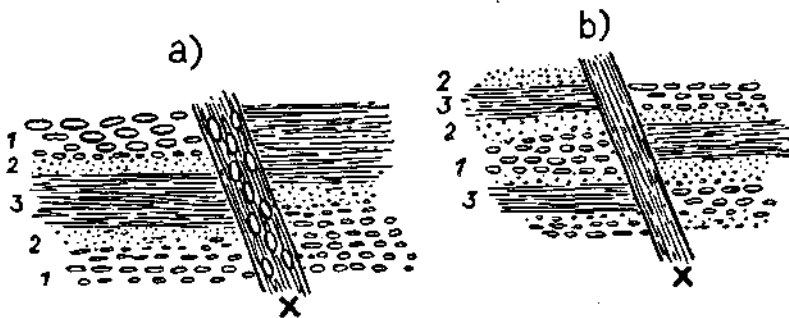


Abb. 6: Detail der Störungen in Terrassenschottern an der Straße nach Oberperfuß

- × = Störungsfläche
- 1 = Schotter mit flachen bis länglichen Geröllen
- 2 = Feinsand
- 3 = toniger Mehlsand.

Fig. a): In der bis 10 cm mächtigen Störung sind die Gerölle, die sonst schichtparallel liegen, mit ihrer Längsachse in die Störungsfläche eingeregelt

Fig. b): In der bis mehrere Zentimeter mächtigen Störung verlaufen eingeschwemmte Tonbänder mit ihrer Feinschichtung gleichsinnig der Störung

Die Inntalterrasse westlich des Sellraintales wird von mehreren Trockentälern zerschnitten, von denen das Rettenbach-Tal das größte ist. Das westlichste Trockental ist jenes von Giggiberg. Es setzt an der Mündung des Inzinger Tales bei den Höfen Giggiberg ein (J. Ladurner, 56, S. 422) und streicht spitzwinkelig zum Inntal (etwa 20°) gegen O. Sein O-Ende ist durch die junge Talfurche des Schindelhaches zerstört.

Auch das Rettenbach-Tal schließt mit dem Inntal einen ähnlich spitzen Winkel ein. J. Ladurner (56, S. 422) und H. Bohek (28) erblicken in den Trockentälern Erosionsfurchen von Schmelzwässern eines abschmelzenden Inngletschers. Aber sowohl das Tal von Giggiberg wie das Rettenbach-Tal wurzeln am Berghang. Schmelzwässer eines abschmelzenden, schon stark zusammengesunkenen Inngletschers müßten aber wohl eher vom in der Talmitte liegenden Eis ausgehen.

Wie schon J. Ladurner (56) ausführte, liegen auf der Terrasse mehrere Moränenschuttmassen von Schlerngletschern aus den Seitentälern: Flaur-

linger Tal W-Seite gegenüber den Höfen Rahm, am Klambach unterhalb des Flaurlinger Joches bei Sticklberg und Hattingberg, Inzinger Tal (Hundstäl) am Hoferbergl und Günzes.

Auch ober Ranggen liegt bei Ried ortsnaher Moränenschutt. Er scheint von einer Gletscherzunge abgelagert worden zu sein, die durch die Talfurche beim Ebner Bergl herablappte. Es kaun sich dabei nur um einen Zungenteil des Inzinger Talgletschers (Hundstäl) gehandelt haben. Der Enterbach fließt zwar heute fast 300 m tiefer als die Furche des Ebner Bergl, aber es dürfte die heutige Tiefe dieses Engtales zu einem nicht unbeträchtlichen Teil auf jüngere Erosion zurückgeben (vgl. S. 278). Jedenfalls ist auffällig, daß sowohl das Giggelberger Tal wie auch das Rettenbach-Tal im Vorfeld eines Schlerngletschers wurzeln. Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Schlerngletscher und Erosion des heutigen Trockentaales wird dadurch sehr nahegelegt. Es zeigt sich auch tatsächlich, worauf im folgenden noch vielfach zurückzukommen ist, bei den meisten Trockentälern dasselbe Verhältnis. Die Trockentäler sind nichts anderes als die Abflußrinnen der schlernzeitlichen Bäche von Lokalgletschern.

Das Tal von Rettenbach mündet bei 650 m auf den großen jungen Schuttkegel der Melach aus. 650 m dürfte aber gleichzeitig die Höhe der Inntalsole gewesen sein, als das Tal noch aktives Gletscherbachbett war. Diese Höhe paßt sehr gut zu ähnlichen Höhenlagen, mit denen weiter Inntalab gelegene Trockentäler ins Inntal münden (siehe S. 277 und S. 285).

2. Die Mündung des Sellraintales

a) Die Terrasse von Oberperfuß

H. Bobek (28, S. 144—146) hat die Terrasse von Oberperfuß in ihren Einzelercheinungen beschrieben. Sein wesentlichster Befund ist ein über Würmmoräne liegender Schuttkegel, der an einen Endmoränenwall des Schlerngletschers im Tiefenbachtal anschließt und der die (höhere) Terrasse von Mairhof und Kammerland aufbaut. Diese Sanderschüttung des Schlerngletschers von der Krimpenbachalm endet bei Brandstatt mit steilen Terrassenböschungen. Nach H. Bobek wäre die Art dieser Sanderschüttung nur möglich, wenn sie gegen einen im Inntal in 1000 m bzw. später in 800 m gelegenen Eiskörper (abschmelzenden Inngletscher) geschüttet worden ist.

Der Schlerngletscherstand, den wir überall an den Ausgängen der Seitentäler des Inntales und anderer Ostalpentäler (z. B. Salzachtal) hegegnen, ist ein ganz hervorragend ausgeprägter Gletschervorstoß. O. Ampferer hat wiederholt und mit aller Deutlichkeit auf die Unmöglichkeit hingewiesen, daß die Gletscher der Seitentäler einen so kräftigen Vorstoß unternehmen, während gleichzeitig der Haupttalgletscher stark zurückschmilzt. Im vorliegenden Falle würde nach H. Bobek die Inngletscher-Oberfläche um 200 m von 1000 auf 800 m noch während des Schlernvorstoßes einsinken.

Dazu kommt aber ein weiterer Umstand. Die Terrassen von Mairhof und Kammerland brechen mit Steilböschungen zu den nächst tieferen Flächen ab. Diese Steilhöschungen durch Anschüttung gegen ein Widerlager von Inntaleis zu erklären, ist unmöglich. Nur Flußerosion in einem älteren Schotterkörper, dessen Material sich bereits gesetzt und leicht verdichtet hat, ist in der Lage, solche Steilhöschnungen zu bilden. Es ist dieselbe Art der Böschung mit scharfer Oberkante, die überall, sei es auf den

Flächen der Inntalterrassen, sei es als junge Flußhöschungen nahe der heutigen Talsohle, auftritt. Stets ist es ein und dieselbe Erscheinungsform, eine rein erosiv gestaltete Böschung. Man kann stellenweise die Entstehung solcher Flußterrassenböschungen auch heute noch beobachten. An der Salzach zwischen Schwarzach und St. Johann i. P. schneidet der Fluß sich weiter in die Talsohle ein, wodurch gleich steilrandige Terrassenahfälle entstehen.

Bei Oberperfuß zeigen kleine Schottergruben an den Böschungen der Terrasse von Kammerland wohlgeschichtete Schotter ohne Anzeichen einer Schüttung gegen ein Widerlager. Im Vorfeld der Terrasse von Kammerland treffen wir wieder auf Trockentälchen. Eines zieht gegen die Kirche von Oberperfuß, ein zweites umfaßt das Dorf im N. Beide nehmen am Terrassenabbruch gegen das Sellraintal (Melach) als bereits hreite Talrinnen ihren Anfang und münden, das nördliche mit einer Steilstufe, in das von Oberperfuß nach N abfallende Tal. Auch von W her stoßen drei Trockentäler auf die Fläche von Oberperfuß. Sie laufen gleichgerichtet dem Talhang und beginnen etwa dort, wo die Völseesgasse auf den Fahrweg Oberperfuß-Ranggen über Dickicht einmündet. Das nördlichste ist das tiefste und größte.

Für diese Trockentäler läßt sich kein unmittelbarer Zusammenhang mit Schlerngletscherenden feststellen. Bedenkt man aber, daß entsprechend der tiefen Schneegrenze der Schlernzeit (900 m unter der heutigen) etwa zwischen 1700 und 1800 m auch das Rangger Köpfl (1938 m) wenigstens durch lange Zeit im Jahre von einer größeren Schneekuppe hedeckt war, so lassen sich auch für diese Tälchen entsprechende schlernzeitliche Schmelzwässer annehmen.

b) Die Terrasse von Grinzens—Axams

Dieses Terrassenstück, ebenfalls bei H. Bobek (28, S. 146) eingehender beschrieben, ist gekennzeichnet durch junge Schuttmassen eines Schuttkegels aus dem Senderstal, wozu sich auch Schutt aus dem Sellrain gesellt. In tieferen (nördlichen) Teilen der Terrasse kommt der Unterhau aus Terrassensedimenten mit weit verbreiteter Würm-Grundmoränendecke vor. In ihm ist das mächtige Trockental von Omes eingeschnitten.

Das Gebiet von Grinzens hat H. Bobek (28) in seinen Formen gut beschrieben und durch Bild 2 (Tafel V) erläutert. Auch die Beteiligung einer Toteislandschaft an den Kleinformen dieses Gebietes ist wahrscheinlich. Nur handelt es sich nicht um Toteis eines abschmelzenden Inngletschers. Vielmehr ist die Beziehung dieser Bildungen zum Schlerngletscherende am Ausgang des Senderstales klar ausgeprägt. Auf der linken Seite der Tal-mündung liegen verwaschene Uferwallreste, heute von einzelnen Sommer-villen besetzt. Sie zeigen einen Haupthaltepunkt des Schlerngletschers aus dem Senderstal an. Im Vorfeld hreiten sich die von H. Bobek beschriebenen Kleinformen. Sie sind eng verwoben mit dem Sanderschuttkegel des Schlerngletschers dieses Tales. Die Ortschaft Grinzens liegt darauf.

Ganz entsprechend dem Schlernschutt an der Mündung des Senderstales finden sich auch am Austritt der anderen aus den Kalkkögeln herahkommenden Täler Schuttmassen, z. T. mit Wallformen, die dem Schlernstande angehören.

An der Mündung des Axamer Tales (Axamer Lizum) springen linksseitig bei Einsiedl und Knappenhütte (P. 1006) mehrere kurze Wallstücke vom Berghang vor. Rechtsseitig liegen oberhalb Kalchgruben Schotter und Moränen, überwiegend aus Kalkgeröllen der Kalkkögeltrias bestehend (dabei auch der Name Kalchgruben). Ähnliches ist am Ausgang des Götzner Graben anzutreffen. Hier liegt ortsnaher Moränenschutt am Götzner Berg und beiderseits der Talmündung (J. Ladurner, 56, S. 411 und S. 412).

Der Sendersbach hat sich heute in seinen schlernzeitlichen Schuttkegel 15–20 m tief eingeschnitten. Es sind aber noch Reste eines älteren höheren Schuttkegels vorhanden. Auf der rechten Talseite bilden diese

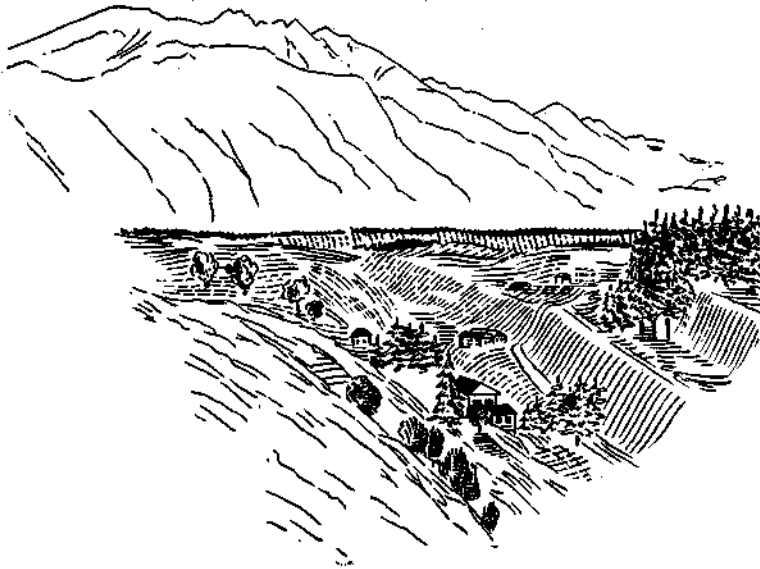


Abb. 7: Blick von der Mündung des Senders-Tal über die Terrasse von Grinzens-Povens gegen das Intal

Im Mittelgrund des Bildes kommt die von Würm-Grundmoräne überkleidete Intal-Terrasse zum Vorschein. Darüber liegt der Sanderkegel eines Schlern-Gletschers aus dem Senders-Tal. Der Bach hat sich tief in beide eingeschnitten. Am Rande gegen das Intal, diesem annähernd gleichlaufend, das Trockental von Omes. Links oberhalb der Häuser von Povens (rechts auf der Terrasse) eine in das Trockental einmündende Schmelzwasserrinne des Schlern-Gletschers. Über dem tieferen Sanderkegel von Grinzens-Povens ganz rechts im Walde ein Rest eines höheren älteren Sanderkegels dieses Gletschers

oberhalb des Zeidler-Hofes eine Verebnung, die mit etwa 20 m hoher Steilböschung abfällt (Abb. 7). Linksseitig liegen Sendersbachschotter (Kalkkögeltrias) mit Moräne vermischt bei SanTERS. Diesem höheren Schuttkegel dürften auch die Wallrücken zuzuordnen sein, die südlich der Straße Grinzens—Axams zwischen Povens und der Kapelle 885 liegen (beim „ch“ von Schlössl und nordöstlich davon, Originalaufnahme-sektion 5146/2). Ob es sich dabei um Erosionsformen oder um Moränenwallreste handelt, ist mangels Aufschlüssen nicht zu entscheiden. Außerdem dürfte eine Terrassenleiste hiehergehören, die beim „s“ von Povens (Originalaufnahme-sektion 5146/2) beginnt und östlich unter dem Schuttkegel des Axamer

Baches verschwindet. Sie kommt jenseits (östlich) wieder unterhalb Kalchgruben zum Vorschein.

Aus dem Bereich dieser alten Sanderkegel gehen in Höhe des Dorfes Grinzens strahlenförmig die Furchen alter Wasserläufe ab, seichtere ältere und tiefer eingesenkte länger in Funktion gestandene und daher letzten Endes jüngere: Eine breite Trockentalfurche zweigt nördlich Grinzens ins große Trockental von Omes ab. Eine seichtere Rinne führt zwischen den Kuppen „ober“ und „unter der Linde“ gegen Omes. Schließlich leitet eine alte Wasserfurche aus der Gegend zwischen Kapelle 885 und P. 867 gegen ONO (Omes-Mühle).

Westlich der Sendersbachfurche liegt das von H. Bobek (siehe S. 274) beschriebene Gehiet mit Kleinformen. Größere Schmelzwasserrinnen fehlen hier. Seine Oberflächengliederung ist uneinheitlich. Es ist das Gehiet, in dem sich die Einwirkungen des Senderstaler und des Sellrainer Schlerngletschers trafen. Wenn auch der Sellrainer Schlerngletscher keine eindeutigen Moränen hier hinterlassen hat, so ergibt sich allein schon aus der Lage aller übrigen Schlerngletscherenden am Ausgang der Seitentäler die Berechtigung der Annahme, daß auch aus dem Sellrain hier eine Gletscherzunge endete. Schmale, schräg talaus ziehende Leisten in den Mähdern der rechten Talseite außerhalb Rotenbrunn (Sellrain) lassen sich vielleicht als verwaschene Uferwallreste deuten.

Das Trockental von Omes ist eines der größten Trockentäler der Inntalterrassen. Es beginnt im W mit zwei Ästen, die die Kuppe 842 umgreifen. Der nördliche Ast ist ein alter Melachlauf, der südliche ein alter Sendersbachlauf. Vereint münden beide als Tal von Omes bei Völs mit einer Gefällstufe ins Inntal aus. Später hat die Melach zum Inntal bei Kematen durchgebrochen. Der Sendersbach ist noch für kurze Zeit östlich um die Kuppe 842 herumgeflossen, wodurch es im nördlichen Ast zu einer Umkehr der Stromrichtung gekommen ist. Er hat sich aber bald in seiner heutigen Laufrichtung einzuschneiden begonnen.

Auch das Tal von Omes wurzelt mit seinen Quellästen bergseitig. Von dort erhielt es seine Wasser und nicht von einem angenommenen Gletscherrest im Inntal. Inntalwärts hat es seine Prallseite, deshalb auch dort, wo der Axamer Bach einmündet, einen gegen N vorspringenden Bogen zwischen den beiden Christenhöfen. Daher auch die Terrassierung des bergseitigen Talhanges (Abfall der Terrasse nördlich Axams). Auch diese Terrassierung entspricht im übrigen ihrer Form nach vollkommen jener an den Haupttalböschungen, die H. Bobek als Eisrandterrassen erklärt. Dann müßte man wohl auch die Terrassierung am Hang des Omeser Tales als solche erklären, d. h. einen Eiskörper im Trockental annehmen.

Auch das Tal von Omes ist nicht von einem Schmelzwasser eines abschmelzenden Inngletschers erodiert worden, sondern eindeutig durch die vereinigten Gletscherbäche aus Sellrain-, Senders- und Axamer Tal.

In Übereinstimmung mit H. Bobek (28, S. 147) kann man annehmen, daß die von J. Ladurner (56, S. 425) im unteren Teil des Tales von Omes bei Bauhof beschriebene Grundmoräne Reiß- und nicht Würm-Moräne ist. Dasselbe gilt von den Moränen am Wege von Grinzens nach Kematen nördlich Wollbell und nahe der Talsohle des Omeser Tales südlich des (östlichen) Christenhofes. Die Annahme von Reiß-Moräne ist umso wahrscheinlicher, als bei allen drei Vorkommen der Fels in nächster Nähe zutage tritt.

Die Richtung des Tales von Omes ist vorgezeichnet. Der Würmgletscher hat seinen Untergrund mit flachen Rücken und Furchen in Richtung des strömenden Eises überformt. Diese Überformung bedingte vorerst die Flußrichtung der einmündenden Seitenbäche so lange, bis bei fortschreitender Tiefenerosion Querdurchbrüche ins Inntal erfolgten. Diese Abhängigkeit von der glazialen Überformung ist eine Erscheinung, auf die hiuzweisen im gesamten Bereich der Inntalerrasse Gelegenheit ist. Das Tal von Omes mündet bei Völs ins Inntal. Die Höhe, mit der dieses Tal zur Zeit, als es noch vom Melach- und Sendersbach durchflossen war, ausmündete, lag bei 650 m unterhalb Bauhof. Diese Höhenlage reiht sich vollkommen den Mündungshöhen anderer Trockentäler an (siehe S. 273, 285).

Die Verhältnisse auf den Terrassen beiderseits der Sellraintalmündung sind nur erklärbar als Vorfeld der aus den Tälern vorschauenden Schlerngletscherenden. Der Vorstellung H. Bobek's (28, S. 146) von einem zur

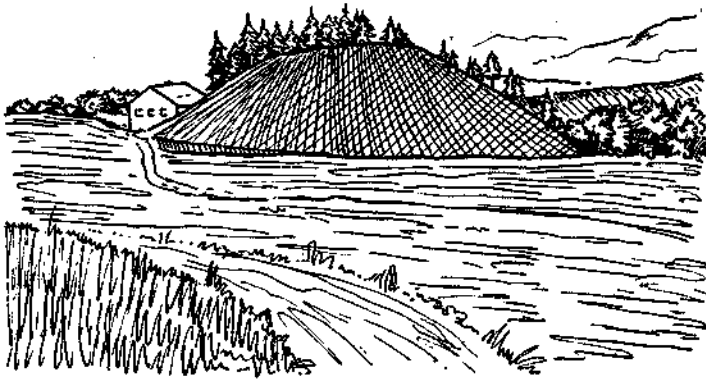


Abb. 8: Kegelstumpf-förmiger Erosionsrest einer schlernzeitlichen Sanderfläche am Ausgang des Sellrain-Tales bei Oberperfuß (Berchtesgaden)

Zeit der Bildung der Kleinformen auf der Terrassenoberfläche im Inntal liegenden stark eingesunkenen Inngletscher (seitlicher Eisrand bei 1000, bzw. 800—900 m), der in der Tiefe der Melach-Schlucht noch Zusammenhang mit dem ebenso zusammengebrochenen Sellraingletscher hatte, ist mit aller Entschiedenheit zu widersprechen. Im Inntal war kein abschmelzender Inngletscher, konnte auch gar keiner liegen, denn der Raum, den er nach Bobek innehatte, wurde erst durch die Schlernschmelzwässer endgültig geschaffen.

Die von H. Bobek (28, S. 146) beschriebenen Eisrandformen am Rande des Grinzener Schuttkegels zeigen, soweit Anschlüsse Einblick gewähren, zumindest eine mehr aus den Seitentälern als aus dem Inntal (vom abschmelzenden Inntalgletscher im Sinne Bobek's) bedingte Schutzzusammensetzung. Ein Beweis ihrer Natur als Eisrandbildungen am Inngletscher läßt sich nicht führen. Dagegen weist ihre Lage im Vorfeld der Schlerngletscher zwingend auf dieses Alter. Bobek's Eisrandbildungen sind genetisch wohl richtig, seine Beobachtungen ausgezeichnet, aber es sind schlernzeitliche und nicht spätwürme Bildungen.

Nachdem das Tal von Omes lang andauernd die schlernzeitliche Mündung von Sellrain und Senderstal war, geht daraus auch hervor, daß das Inntal

seine Tiefe erst nach Schlern erreicht hat. Das Ausmaß der schlernzeitlichen und jüngeren Tiefenerosion ist beträchtlich: heutige Melach bei der Weichachen-Mühle (Messerschmittwerke) 635 *m*, altes Flußbett bei Wollbell 788 *m*, also postschlerne Eintiefung 153 *m*. Dazu kommen noch die rund 60 *m*, die sich der Schlerngletscherbach des Senderstaler Gletschers in die Terrassenschotter und Würmmoräne eingeschnitten hat.

Es wurde bereits darauf hingewiesen (siehe S. 275), daß außer dem großen Sanderkegel, auf dem Grinzens liegt, noch Reste eines orographisch höher liegenden Schuttkegels vorhanden sind (oberhalb Zeidler Hof). Die gleiche Erscheinung ist auch an der Einmündung des Tiefenbaches auf der W-Seite des Sellrain zu beobachten. Auch hier liegen zwei übereinander geschaltete Schuttkegelterrassen. Der höheren gehören an: rechts des Tiefentales die Terrasse der Ögge-Höfe, links die von Mairhof. Ein erosiv abgetrennter Rest dieser älteren Terrasse ist der auffallende kegelstumpfförmige Hügel, „g'scheihter Bichl“ östlich Berchtesgaden (beim zweiten „e“ von Berchtesgaden, Originalaufnahmesektion 5146/2) (Abh. 8). Die tiefere jüngere Terrasse ist in den Flächen von Wildgruh und Kammerland vertreten. Sie ist rechts des Tiefentales nicht deutlich entwickelt.

Die Übereinanderschaltung zweier Schuttkegel, von denen der tiefere jüngere eindeutig mit dem Gletscherende des Schlerngletschers zusammenhängt, deutet darauf hin, daß der Schlerngletscherstand nicht ein einmaliger Halt war, sondern einen Vorläufer hatte, der vielleicht sogar etwas kräftiger entwickelt war, dessen Reste aber vom nachfolgenden eigentlichen Schlernstand und dessen Schmelzwässern weitgehend zerstört wurden. Undeutliche Anzeichen eines solchen älteren Schlernstandes sind auch sonst vereinzelt zu beobachten. Sie sind aber noch zu spärlich, als daß sie für eine genauere Kennzeichnung desselben ausreichen würden.

3. Die Inntalterrasse westlich des Silltales

Östlich von Götzens streben drei Trockentäler der Mulde von Natters zu. Das größte ist das nördlichste, das Tal von Edenhaus. Auch hier ist wieder dasselbe zu beobachten wie beim Trockental von Omes. Zuleitende Taläste sind nur an der südlichen = Bergseite vorhanden. Der nördliche = Inntal-seitige Talhang ist ungliedert. Das Trockental von Edenhaus liegt in Terrassenschottern eingebettet, doch dürfte der Felsuntergrund nicht ferne sein. Er bildet wenig nördlich eine langgestreckte Schwelle. Diese schaut schon bei Omes, Axams und Götzens unter den quartären Auflagerungen vor und hebt sich nördlich Natters zu den eisüherformten Kuppen der Plumesköpfe (862 und 861 *m*) empor.

Für die ins Natterer Becken mündenden Trockentäler ist ein unmittelbarer Zusammenhang mit Schlerngletscherenden zwar nicht nachweisbar, wenn auch bei Neu-Götzens sehr reichlich lokal beeinflusster Moränenschutt den Berghang verkleidet. Auch wäre möglich, daß die starke Schutthedeckung des Hanges manche ältere Form verschleiert.

4. Die Inntalterrasse zwischen Silltal und Volders

(vergl. Taf. XX., Abb. 12)

Dieser Terrassenabschnitt wird durch die Mulde von Lans—Aldrans in zwei Teile geteilt, die sich in Bau und Form unterscheiden. Der westliche

Teil ist durch einen starken Anteil des Felsuntergrundes gekennzeichnet. Dieser tritt in den Lanser Köpfen und in den Waldkuppen südlich und östlich Igls in Höhen zwischen 900 und 1000 m (bis 1065 m) zutage und überragt die eigentliche Mittelgebirgsterrasse um über 100 m. Die dort verbreiteten Schotter sind bei Vill—Igls—Patsch stark terrassiert. Eine ausgedehntere Würmmoränendecke fehlt.

Der östliche Teil zeigt eine schön erhaltene glaziale Überformung mit mächtiger und weit verbreiteter Würm-Moränendecke. Durch mehrere gleichsinnig laufende Trockentäler wird dieser Terrassenteil gut gegliedert. Felsuntergrund kommt fast nur an den Hängen der Trockentäler vor. Diese sind durch die quartäre Aufschüttung hindurch noch tief in den Fels eingeschnitten. Die im westlichen Abschnitt so ausgeprägte feine Terrassierung tritt stark zurück.

Im westlichen Terrassenabschnitt sind die Terrassensedimente besonders in der von Patsch über Igls nach Vill herausziehenden Terrasse verbreitet (W. Heißel, 31, S. 456; H. Bobek, 28, S. 148 ff.). Etwas mächtiger sind sie aber vielleicht nur bei Patsch und Vill. Sonst schauen überall größere und kleinere Fenster des Felsuntergrundes unter einer dünnen Schotterdecke vor (z. B. oberes Gebreite südlich Igls, Pfaffenbühl nördlich Patsch), und im Waldgebiet südlich und östlich Igls hebt sich der Felsuntergrund ganz heraus. Die Terrasse Patsch—Igls—Vill ist überall in Kleinterrassen aufgegliedert. Diese Terrassierung ist am stärksten südlich Vill. Hier ist die Terrassenoberfläche in mehrere schmale Rücken aufgelöst, zwischen denen kleine Trockentälchen liegen. Es ist dies eine der besten Stellen mit „Eisrandbildungen“ im Sinne H. Bobeks. Grundmoränenmaterial fehlt hier vollkommen. Die Schotter zeigen, soweit aufgeschlossen, keine kenntlichen Abweichungen in Zusammensetzung und Struktur gegenüber echten Terrassenschottern. Wie man besonders bei Ansicht von der gegenüberliegenden Silltalseite klar erkennen kann, ordnen sich all diese Terrassen einschließlich der „Eisrandbildungen“ südlich Vill in ein System von Erosionssteilböschungen ein, die, gegen das Inntal sanft absteigend, mehrere Terrassenflächenreste trennen. Es zeigt sich auch hier wieder, daß die Kleinformung und Auflösung von Schotterflächen dort am stärksten ist, wo die Schotter in geringer Mächtigkeit einem wasserstauenden Liegenden aufsitzen, im vorliegenden Falle dem Quarzphyllit. Eine solche Abhängigkeit von Grundwasseraustritten (Quellhorizonten) ist sehr häufig bei solchen Kleinformen zu beobachten. Bei den Terrassen zwischen Patsch und Vill handelte es sich nicht, wie H. Bobek (28, S. 151) meint, um Bildungen am Rande eines nur mehr die Sillschlucht füllenden abschmelzenden Würmgletschers. Es sind reine Formen der Flußerosion, erosiv gestaltete Steilböschungen, wie sie in allen Höhenlagen im Inntal zwischen der Mittelgebirgsterrasse oben und der Talebene unten auftreten. Sie sind nicht die Zeugen verschiedener Eisstände, sondern verschiedener Erosionsphasen des Inn und seiner Nebenflüsse. Die jüngste dieser Erosionsböschungen liegt in der Talebene. Mit ihr brechen im gesamten Tallauf von der Schweizer Grenze bis zum Ausgang ins Alpenvorland bei Erl die jungen Schuttkegel zur heutigen Talebene ab.

Anf das Auftreten von älterer Grundmoräne in diesem Terrassenabschnitt wurde schon bei Besprechung der Reiß-Moräne eingegangen (siehe S. 262).

Wie schon erwähnt, fehlen im Bereiche der Terrasse Patsch—Igls—Vill Reste der Würm-Grundmoräne. Diese ist hier erosiv entfernt und erst zwischen den Waldkuppen südlich und östlich Igls verbreitet.

Das Terrassenstück östlich der Mulde von Lans—Aldrans ist ganz anders geartet. Die Terrassensedimente sind nur am Inntalhang stärker vertreten. Auf der Terrassenoberfläche wird alles von Würm-Grundmoräne überdeckt. Nur im Zimmer- und Pöltental stehen die Schotter auch an den Hängen an. Terrassierung ist nur in der Mulde von Lans—Aldrans vorhanden. Weit aus vorherrschendes Formelement ist die ausgeprägte glaziale Überformung und die nachträgliche tiefe Zertalung durch drei große Trockentalrinnen.

Am Hange gegen das Inntal liegt das Verbreitungsgebiet des Ampasser Konglomerates (siehe S. 256). J. Blaas beschreibt das Konglomerat als

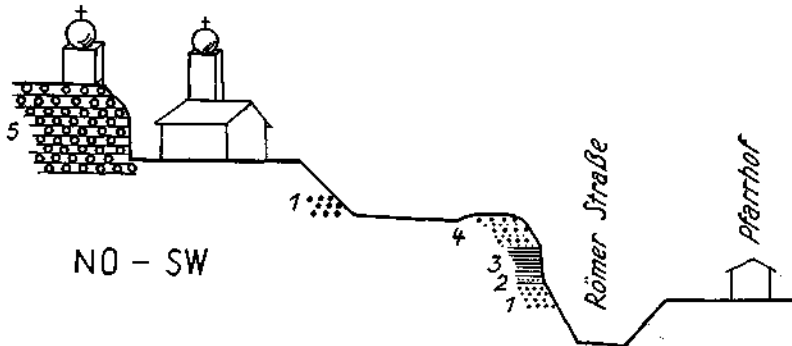


Abb. 9: Palmhügel bei Ampaß

- 1 = dicht gepackene, gut gerollte Schotter
 - 2 = $\frac{1}{2}$ m grauer Mehlsand
 - 3 = 3 m feinsten, feinschichtiger braungrauer Mehlsand mit Lignit-Schmitzen und -Lagen. Im obersten Meter treten Zwischenlagen von Kies auf. Die Braunfärbung des Sandes dürfte durch organische Verunreinigungen bedingt sein.
 - 4 = Schotter, fast ausschließlich aus Quarzphyllitgeröllen zusammengesetzt.
 - 5 = Ampasser Konglomerat
- 1—4 = R—W interglaziale Terrassensedimente, an 5 angelagert.

auf fossilführenden Schichten liegend (26, S. 37; 24, S. 84—87). Wegen der Bedeutung dieses Vorkommens seien hier nochmals die Beobachtungen von J. Blaas kurz wiedergegeben: Das Konglomerat des Kirchenhügel (Palmhügel) wird von grobem Schutt umschlossen, der mit Sand und Kies wechsellagert. Darin liegt auch ein bis 2 m mächtiger sehr feiner brauner Schlamm, der vollständig von organischer Substanz durchsetzt ist und Lignit und Holzkohle in Lagen führt (24, S. 84—87). Beim Grahen eines Brunnenstollens am N-Fuße dieses Hügels wurde hlaugrauer Lehm aufgeföhren, in welchem große Mengen schwarzer plattgedrückter Stämme und Zweige von Laub- und Nadelhölzern eingebettet lagen. Am Abhang südlich der Kirche wechsellagern konglomeratähnliche Bänke mit eigentümlichen, von organischer Substanz innig durchsetzten Schlamm-lagen, die nach oben in Kies, Sand und Moräne übergehen (26, S. 37).

Diese Beobachtungen J. Blaas' sind bis auf die Wechsellagerung von Konglomerat und Schlamm sehr zutreffend und konnten mit Ausnahme der Lagerungsverhältnisse voll bestätigt werden (siehe Abb. 9). Es erscheint schon an und für sich unwahrscheinlich, daß unter dem so hart verfestigten Konglomerat vollkommen unverfestigte feinste Sande, Kiese und Schotter liegen. Wohl sind mitunter liegendste Teile des Konglomerates nicht so hart, doch dürfte dies eher auf Verwitterung im Grundwasser zurückgehen. Beim Hasenhof und östlich der Peerhöfe (siehe S. 257) sind auch im Ampasser Konglomerat liegende Mehlsande annähernd gleich hart verkittet wie die Schotter. Schon aus diesem Gesichtspunkt heraus war die Möglichkeit, daß es sich bei den fossilführenden Ablagerungen um dem Konglomerat angelagerte Terrassensedimente handelt, sehr wahrscheinlich. Ein Aufschluß an der Straße bei Ampaß südlich unter P. 711 läßt aber den

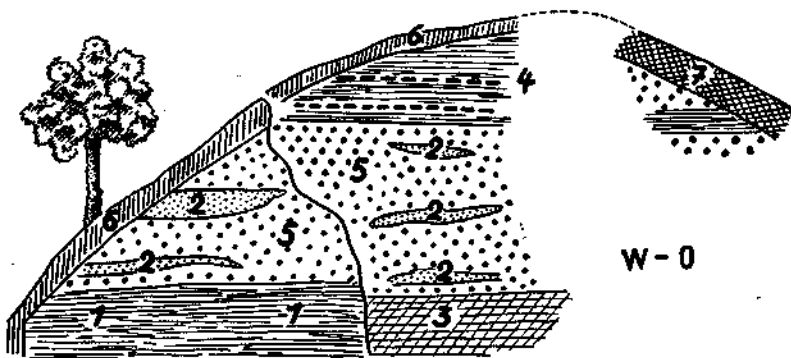


Abb. 10: Schottergrube an der Straße bei Ampaß, S unter P. 711

- 1 = toniger, feinsten Mehlsand mit Linsen von Holzkohle und durch organische Substanz braun gefärbten Lagen (entspricht dem Mehlsand 3 am Palmhügel, Abb. 9)
- 2 = feiner Mehlsand
- 3 = rescher, mehr grober Mehlsand
- 4 = Mehlsand mit von organischer Substanz braunen Bändern
- 5 = feiner Schotter und Kies
- 6 = Verwitterungsschichte
- 7 = Würm-Grundmoräne
- 1-5 = R-W interglaziale Terrassensedimente

Beweis führen, daß diese Ablagerungen tatsächlich zu den Terrassensedimenten und nicht zum Ampasser Konglomerat gehören. Der Rücken P. 711 bis P. 660 nördlich Ampaß besteht ganz aus Terrassenschottern mit Resten der hangenden Würm-Grundmoräne. Am Hange dieses Rückens liegt nördlich Ampaß an der Straße eine Schottergrube. Hier treten dieselben von organischer Substanz braun gefärbten Sande mit Holzstückchen auf wie am Palmbühl. Ihr Verband mit den Terrassensedimenten ist hier eindeutig. Es würde der Würm-Moräne, die an der O-Seite des Aufschlusses die Sande und Schotter schneidet, gar nicht bedürfen, um die Lagerungsverhältnisse hier eindeutig als Terrassensedimente festzulegen (siehe Abb. 10). Dadurch ist die Gleichartigkeit der Ablagerungen in der Schottergrube und der von J. Blaas beschriebenen am Palmbühl bewiesen. Es ist aber auch be-

wiesen, daß diese Pflanzenreste führenden Sande zu den Terrassensedimenten gehören. Sie vermehren die Zahl der gesicherten Fossilreste derselben mit dem Nachweis vom Vorhandensein von Laub- und Nadelhölzern (siehe S. 305).

Westlich P. 815, an der Abzweigung des Weges zum Herzsee von der Straße Aldrans—Rinn, ist der Einfluß der Würm-Grundmoräne auf ihr Liegendes sehr deutlich zu erkennen. Ein Luftschutzzollen hat hier interglazialen sandigen Bänderton aufgeschlossen. Dieser geht nach oben in eine wirr gelagerte Zone über, die von typischer Würm-Grundmoräne überlagert wird. Die Zwischenzone ist eine sandig-tonige Ablagerung mit Gerölleinschlüssen und Schollen von Bänderton, die zum Teil gefaltet sind. Es handelt sich bei dieser Zwischenzone sichtlich um eine Übergangszone. Der über den Bänderton hinweggleitende Würmgletscher hat seinen Untergrund noch mehrere Meter tief beeinflußt, zum Teil mitgeschleppt, wodurch es zur Bildung der gefalteten Tonlagen gekommen ist.

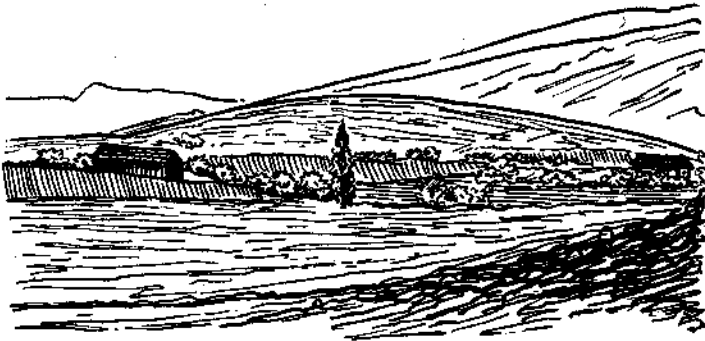


Abb. 11: Der Drumlin des Rinner Bühel

Im Mittelgrunde liegt der flach schiffelförmige Drumlin des Rinner Bühel. Er besteht aus Grundmoräne der Würm-Eiszeit. Davor breitet sich die schlernzeitliche Sandfläche des Triendl-Hofes aus. Sie bricht mit einer Erosionsteilböschung zu einer tieferen Fläche ab, die hier durch eine seichte Abflußrinne eines Gletscherbaches vom Schlern-Gletscher östlich des Aigeseckes gegeben ist. Im Hintergrunde der Hang des Glungezer

Der Inntalerrasse ist gegen die Talsohle eine niedere Vorstufe vorgelagert, die J. Blaas (24, 26) als von umgelagerten Terrassenschottern aufgebaut beschrieben hat. Mehrfach aber treten im Inntal Stellen auf, an denen zu ersehen ist, daß diese Vorstufe aus denselben Sedimenten wie die Inntalerrasse besteht. Bei Egerdach wird sie von älterer Grundmoräne, nördlich des östlichen Peerhofes 581 von Ampasser Konglomerat, zwischen Häusern und der Haller Innbrücke von Bänderton aufgebaut. Die jüngere Schotterbedeckung ist nur ganz oberflächlich (siehe S. 295, Taf. XXI Abb. 18).

Der von Würm-Grundmoräne bedeckten Terrassenoberfläche sitzen eigenartige oft halb eiförmige drumlingartige Kuppen auf. Ihre Längsachse hat stets gleiche Richtung. Diese liegt gleichsinnig dem Berghang bzw. der Talrichtung. Eine der schönst ausgebildeten derartigen Kuppen ist der Riuner Bühel (962 m). Beim Bau von Luftschutzzollen wurde in ihm stark bearbeitete Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben aufgeföhren (Abb. 11).

Zwischen diesen schildförmigen, drumlingartigen Aufragungen winden sich flache Senken durch. Gelegentlich liegen an ihnen auch kleine Erosionsböschungen. Im Terrassenstück Sistrans—Rinn—Tulfes tritt besonders deutlich hervor, daß die Richtung der Trockentäler nur von der Richtung der glazialen Überformung abhängt. Im großen verlaufen die Trockentäler streng gleichsinnig der Längsrichtung dieser Überformung. Im einzelnen lösen sich längere Längstalstrecken mit kürzeren Quertalstrecken ab. Das Hasen-Zimmer Tal beginnt mit einer Quertalstrecke zwischen zwei schildförmigen Kuppen (P. 952, Schaufelacker und P. 905). Östlich der Prockenhöfe wird es (Knappen- oder Hasental) zum Längstal, springt bei der Masmühle (bei P. 743) wieder quertalmäßig um P. 852 (Kienberg) zurück und mündet schließlich als Längstal (Zimmertal) im Inntal aus.

Diese Trockentäler besitzen für die Klärung der Frage, ob Teile der Terrassenschotter randglaziale Schüttungen des abschmelzenden Inngletschers sind, große Bedeutung.

1. laufen alle drei, das Ampasser, das Hasen-Zimmer Tal und das Pöltental genau gleichgerichtet;

2. ist diese Richtung durch die glaziale Überformung der Terrasse als Würmtalboden bedingt;

3. wurzeln diese Täler nicht am angenommenen Inngletscher, sondern am Berghang.

Im übrigen hat auch H. Bobek (28, S. 154) bereits darauf hingewiesen, daß diese drei Täler von Schlernschmelzwässern auserodiert wurden. Dieser Zusammenhang Schlerngletscher-Trockental ist hier besonders deutlich. Gerade an den Wurzeln von Hasen- und Pöltental liegen am Fuße des Berghanges zur Mittelgebirgsterrasse die Endmoränenwälle von Schlerngletschern des Glungezer. Daß es sich tatsächlich um schlernzeitliche Gletscherenden handelt, wird später nachgewiesen (siehe S. 313 ff).

Westlich Rinn liegen tiefste Endmoräneurste wenig östlich des Aigeseck (998 m). Sie reichen bis 940 m herab. In ihrem Vorfeld breitet sich die Fläche der Wiesenhöfe. Diese Fläche geht in zwei Abflußrinnen über. Die größere der beiden führt nach W und wird beim Seehüter durch einen künstlichen Damm gesperrt. Hier war einst wohl im Mittelalter die Mulde zu einem der damals zahlreichen Fischteiche gestaut (daher auch der Name Seehüter). Sie geht in den Quelltalast des Hasentales über. Die zweite Abflußrinne aus der Wiesenhoffläche führt nach N und geht in das Tal der Teufelsmühle, einem Seitental des Hasentales, über. Die Fläche bei den Wiesenhöfen ist nichts anderes als die dem Schlerngletscherende vorgelagerte Sanderfläche. Aus ihr ragen die Kuppen P. 934 und P. 924 vor. Nördlich der Wiesenhöfe und beim Triendlhof (892 m) liegen höhere Flächenreste, die mit erosiven Steilböschungen der tieferen Fläche aufsitzen. Mehrere Schottergruben (bei P. 901 und gleich westlich davon sowie westlich P. 898) zeigen wirr gelagerte Schotter. Es sind dies alles Reste einer älteren, höher liegenden Sanderschüttung eines Schlerngletschers, der über die Aldranser Alm herab bis auf die Terrasse reichte. Diese Zweiteilung des schlernzeitlichen Sanderkegels entspricht ganz den Verhältnissen, wie sie auch im Vorfeld des Senderstaler Schlerngletschers bei Grinzens vorliegen (siehe S. 275). Vom älteren Schlerngletscher wurde die höhere, ältere Sanderterrasse aufgeschüttet. In diese hat der Gletscherbach zunächst die drei Abflußrinnen gegraben. Die ältere Fläche wurde dabei in Terrassenreste

gegliedert. Von den Abflußrinnen gerieten aber zwei bald durch tieferes Einschneiden der Hauptabflußrinne außer Funktion.

Schlerngletscher und Trockental sind somit durch die Sanderflächen und Abflußrinnen zu einer Einheit verbunden.

Ganz entsprechende Verhältnisse liegen auch östlich Rinn vor. Am Lavirnbach bei Oberlavirnbach und bei der Säge an der Straße nach Tulfes liegen deutliche Endmoränen eines weiteren schlernzeitlichen Gletschers vom Glungezer. Unmittelbar anschließend beginnt der Hauptquelltalast des Pöltentales. Am Oberende eines zweiten solchen Astes, den heute der Pfanner Bach benützt, liegen bei P. 920 Sanderschotter. Auch für das Pöltental läßt sich mithin der unmittelbare Zusammenhang mit einem Gletscher der Schlernzeit nachweisen.

Ebe sich die schlernzeitlichen Schmelzwässer im Pöltental eine tiefe Abflußrinne gegraben haben, scheint die Entwässerung weit verästelt über die noch geschlossene würmeiszeitlich überformte Terrasse erfolgt zu sein. Zwischen den einzelnen schildförmigen Aufragungen führen flache, zum Teil heute versumpfte Rinuen durch und östlich Tulfes treffen wir wieder auf Sanderschüttungen. Bei P. 914 liegen gut gewaschene Grobsande bis Kiese in dünner Decke auf Fels. Die Zusammensetzung ist ortsnahe. Östlich der Kapelle 913 östlich Tulfes ist ein Rest einer ebenfalls postwürmen Schotterterrasse. Etwas höher stehen am Weg nach Windegg grobblockige Lokalschotter an.

Schlernzeitlicher Moränensebutt liegt auch südlich Rinn am Bergfuße beiderseits des Krefsbachl.

Für das Trockental Aldrans—Ampaß—Agenbach—Häusern ist der Zusammenhang mit einem Schlerngletscher nicht mehr unmittelbar gegeben. Jedoch läßt sich mittelbar auch hier der Nachweis gleichen Alters führen, worauf schon die Gleichartigkeit der Talanlage hinweist.

Das Trockental von Ampaß führt unterhalb dieses Ortes in Terrassenschottern eingesenkt mit breiter Sohle zum Inntal, in das es bei Häusern (582 m) zufolge der spitzwinkligen Einmündung mit breiter Front ausgeht. Weiter oben besteht bei Agenbach (617 m) eine breite Verbindung in den Inntalraum. Beim Dorfe Ampaß ist eine Steilstufe, die wohl darin bedingt ist, daß hier ein ziemlich mächtiger Marmorzug dem Quarzphyllit eingelagert ist. Oberhalb des Pfarrhofes gabelt sich das Tal. Der nördliche Talast, dem die Salzstraße folgt, mündet blind in den Hängen südlich Egerdach aus. Der südliche Talast führt überwiegend im Quarzphyllit eingeschnitten hinauf nach Aldrans. Das Ampasser Tal hat seine Wurzeln verloren. Seine beiden Äste laufen an der Lans—Aldranser Mulde aus. Die Eintiefung dieser Mulde ist jünger als die des Trockentales.

Daß die ersten älteren schlernzeitlichen Schmelzwässer eine noch wenig zertalte Terrassenoberfläche vorgefunden haben, beweist ein kleiner Trockentalrest auf der Kuppe 753, auf der der Aldranser Sender steht. Nordöstlich desselben ist ein kleines Trockental in nach SO ausholenden Bogen eingeschnitten. Es streicht etwa 50 m ober der Sohle des nördlichen Astes des Ampasser Tales frei in die Luft aus.

Es zeigt sich eindeutig, daß Hasen-Zimmer-Tal und Pöltental Schmelzwasserrinnen von Schlerngletschern des Glungezer sind. Für das Ampasser Tal kommen die Schmelzwässer vom Patscherkofel und Viggarspitz in Betracht (siehe S. 315).

Bei Egerdach liegt als Rest der unterste Teil eines vierten Trockentales. Seine oberen Teile sind der Erosion zum Opfer gefallen. Vielleicht gehört das kleine Tälchen nächst der Haltestelle Schloß Ambras der Iglar Bahn dazu.

Das Pöltental mündet heute mit einer Steilstufe in Fels, deren Oberkante bei 700 *m* liegt. Es ist dies nicht die ursprüngliche, sondern eine in jüngerer Zeit zurückversetzte Talmündung. Besser erhalten ist die Mündung des Zimmer-Hasen-Tales. Dieses läßt sich als Talboden bis über den Freudenbach hinaus auf die Verebnung in 600 *m* Höhe zwischen Stachelburg und Schloß Friedberg verfolgen, wo sie am Inntalhang etwa 40 *m* über dem heutigen Talboden ausläuft. Älter ist eine Mündung des Hasentales über den Sattel von Kienberg ins Inntal.

Das Tal von Ampaß tritt heute bei Häusern ins Inntal über. Diese Mündung dürfte aber in jüngerer Zeit abgeschrägt worden sein. Die ursprüngliche Mündungshöhe gibt die oberste der vier Terrassen an, die bei Agenbach in einer Lücke des linksseitigen Talhanges des Ampasser Tales liegen. Diese Terrasse liegt ebenfalls bei 600 *m* (P. 617) und geht in den Trockentalboden ebenflächig über. Sie wurde vom Inntal her angeschnitten. Die Höhe des damaligen Inntales muß daher wenig unter 600 *m*, d. i. rund 40 *m* über der heutigen, gelegen sein (siehe S. 273, 277).

Unterhalb Volders sind auf der rechten Talseite die Terrassenschotter stark erodiert und auf weite Flächen steht nur Quarzphyllit an. Erst am Weerberg ist wieder eine schmale Terrasse vorhanden, jedoch zeigt der vielerorts vorschauende Quarzphyllit, daß auch hier die Quartärablagerungen nur eine geringmächtige Überdeckung bilden. Unter P. 798 (nördlich St. Peter und Paul) sind am Fahrweg Mehlsande aufgeschlossen. Ihre Obergrenze liegt bei 740 *m*. Darüber folgen Schotter. Bemerkenswert ist, daß an der Mündung des Weertales wieder Formen auftreten, die auf ein Gletscherende am Talansgang hinweisen. Bei P. 672 liegen im Söltner Wald durch Sumpfmulden getrennte Wallformen, an die das Trockental Lenzöder—Ebner—Talhäusler anschließt. Größere und kleinere Blöcke von Gesteinen der Tarntaler Trias beweisen eine Schutzzufuhr aus dem Weertal.

5. Der Inntalhang nördlich Innsbruck

Hierüber liegen mehrere eingehende Beschreibungen vor, sodaß es im Rahmen der hier gestellten Fragen genügt, nur einige ergänzende Beobachtungen mitzuteilen bzw. alte Beobachtungen neu zu beleuchten und hervorzuheben. Als erster hat J. Blaas (24 und 26) eine eingehende Schilderung gegeben. Seine Beobachtungen sind äußerst zuverlässig und lassen sich ausgezeichnet mit dem heutigen Stand der Kenntnis vereinen. Sie sind umso wertvoller, als Blaas vielfach Aufschlüsse beschreibt, die heute nicht mehr vorhanden sind. In neuerer Zeit hat H. Katschthaler (39) eine große Zahl von Detailbeobachtungen aus dem Bereich der Höttinger Breccie und den sie überlagernden Moränen und Terrassenschottern gebracht. O. Ampferer hat sich besonders in mehreren Arbeiten mit den Ablagerungen seiner Schlußvereisung in diesem Raume befaßt (16, S. 353 bis 358; 21, S. 43—55; 22, S. 85—109).

Von den Beobachtungen J. Blaas' sind zwei Vorkommen im Zusammenhang dieser Betrachtung hervorzuheben, einmal seine Beobachtungen

in der Tegelgrube am Ölberg und weiters seine Beobachtungen in der Norerischen Schottergrube bei Mühlau. In beiden Fällen handelt es sich um die Beschreibung von Aufschlüssen, die heute nicht mehr zu sehen sind.

Der Ölberg ist an der Höttinger Höhenstraße bei 735 m gelegen. Hier wurde zu Blaas' Zeiten ein Tonvorkommen abgebaut. Der Ton war waagrecht gebändert, wobei blaugraue und rote Lagen wechselten (26, S. 45). Er wurde von einem Rest roter Höttinger Breccie überlagert. Die Auflagerungsfläche war aber nicht ebenflächig, sondern der sählig liegende Ton griff mit meterhohen Zungen in die aufgelockerte Breccie ein. An der Grenzfläche waren auch Faltungen des Tones zu beobachten (24, S. 32—33). „Es macht den Eindruck, als ob die Masse der Breccie über den Tegel weitergeschoben worden wäre.“ (24, S. 32). Damit hat Blaas eine vollkommen richtige Erklärung gefunden. Die von Blaas beschriebene Breccienpartie wurde schon zu seinen Lebzeiten abgebaut, aber wenig südwestlich ist an der Höhenstraße heute noch eine ähnliche Partie von Höttinger Breccie vorhanden. Die Breccienbänke bilden eine Mulde (O. Ampferer, 16, S. 355) und werden von zahlreichen steilstehenden Klüften durchsetzt. Es handelt sich hier zweifellos um die W-Fortsetzung der von Blaas beschriebenen Breccie auf dem Bändertone des Ölberges. Nach Ablagerung der Tone ist einmal eine größere Scholle von Breccie bei einer Hangrutschung auf den Ton aufgeglitten, wobei die Breccie in ihrem Verbands aufgelockert (Klüfte) und ihre Bänke verbogen wurden bzw. der plastische Ton in die Fugen der Breccie hineingepreßt worden ist (Ölberg).

Die Bedeutung dieses Bändertonvorkommens liegt aber darin, daß in ihm durch J. Blaas Pflanzenreste einwandfrei nachgewiesen werden konnten. Der Ton führte plattgedrückte Zweige und Zapfen von *Pinus pumilio* (24, S. 33; 26, S. 45). Das Vorkommen gleicht nach Blaas (26, S. 45) vollkommen dem von Ampf (siehe S. 280). Man darf als sicher annehmen, daß es sich bei den von Blaas beschriebenen Bändertonen am Ölberg um den übrigen Bändertonvorkommen im Inntal zugehörige Tone handelt. Die roten Lagen im Ton lassen sich leicht durch örtliche Einschwemmung von Buntsandsteinmaterial oder von Detritus der roten Höttinger Breccie erklären. Bestärkt wird die Altersauffassung als Terrassen-Bändertone durch Blaas' Hinweis auf die Gleichartigkeit mit dem Vorkommen von Ampf. Für dieses kann ich den Beweis führen, daß es zu den Terrassensedimenten gehört (siehe S. 280).

Zu bemerken wäre noch, daß auch der Ölberg-Bändertone mit seinen 735 m Höhe sich voll den Höhenlagen der anderen Bändertonevorkommen anpaßt (siehe S. 264).

Auch aus der Norer'schen Schottergrube (am O-Hang des Judenbichl gelegen) beschreibt J. Blaas (24, S. 37 ff.) eine reiche Fossil- und Artefaktenführung. So bedeutungsvoll eine genaue stratigraphische Sicherstellung der Lagerungsverhältnisse hier wäre, diese lassen sich leider nicht mehr einwandfrei klären. Blaas gibt aus dem Bereich der Schottergrube folgendes Profil (24, S. 39—40): über Grundmoräne liegen Bändertone, dann Sand und schließlich Schotter. An organischen Resten beschreibt Blaas Holzkohle, eindeutig als Coniferenholz zu erkennen, nestartig im Mehlsand (24, S. 43). In den über diesen Mehlsanden liegenden Schottern bzw. in sandigen Zwischenlagen derselben (24, S. 43) — man könnte aus dieser

Beschreibung auf Wechsellagerung von Sand und Schotter schließen — fand Blaas (24, S. 44) Backenzähne von *Bos*, *Cervus* und *Sus*, Röhrenknochen von *Bos*, stets entzweigehrochen, Phalangen und Torsalien von Wiederkäuern, Hauer vom Schwein, Schnecken (*Helix fructicum Müller* und *Helix rudrata Studer*, *Clausilia plicata Drap.*). Dazu kommen Scherben von Tongefäßen, davon einer mit Fingernagel-Ornament. Später fand er hier auch einen pathologisch entarteten Menschenschädel (26, S. 42). Die Knochenreste zeigen teilweise mehr oder weniger deutliche Bearbeitung und Einschnitte. Außerdem fand sich ein zugeschnittenes und durchbohrtes Hirschgeweihstück. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß sich ähnliche Schneckengehäuse auch in Mehlsanden des Silltales an zwei Stellen finden, nördlich Schönberg und am Matreier Schloßberg. Nördlich Schönberg kommen sie, zum Teil zerdrückt, zusammen mit einem kleinen Holzkohlenflöz vor (W. Heißel, 31, S. 454). Hier handelt es sich sicher um in den Terrassensedimenten liegende organische Reste (siehe S. 305). Es steht fest, daß die am Judenbühl (660 m) anstehenden Mehlsande ein Teil der Terrassensedimente sind. Auch diese Mehlsande liegen wieder nahe der 700 m-Linie. Sie lassen sich entlang des Schillerweges noch weit nach O verfolgen, hin und hin bis zum Schillerhof (bei 690 m), immer wieder zutage tretend.

Wegen der zahlreichen Artefaktfunde wurden die Sande und Schotter der Norer'schen Schottergrube bisher stets als jüngere Ablagerungen oder als nachträglich umgelagerte Terrassenschotter („Scherbenschotter“) aufgefaßt. Die Mehlsande des Judenbühl sind aber echte Terrassensedimente. Diese Sande liegen als hangende Schichten über den Seeablagerungen (Bändertonen) des Arzler Kalvarienberges. Für die von Blaas beschriebenen organischen und anthropogenen Reste gibt es daher nur zwei Möglichkeiten: entweder gehören sie in die Terrassensedimente — Blaas' Beschreibung der Wechsellagerung zwischen Sand und Schotter (24, S. 43) würde fast dafür sprechen — oder die Funde lagen sämtliche in einer oberflächennahen umgelagerten Zone, wofür allerdings bei Blaas kein Hinweis gegeben ist. Die Blaas'schen Beobachtungen wären umso wertvoller, da sie im ersteren Falle einen Hinweis über ein ältestes Auftreten des Menschen im Inntal gäben. Leider sind die von Blaas geborgenen Artefakte nicht mehr auffindbar, so daß auch von dieser Seite heute keine Altersbestimmung gemacht werden kann.

Wie oben erwähnt, lassen sich die Mehlsande des Judenbühl weit ostwärts verfolgen. Das Vorkommen sandigen Bändertones beim Schillerhof vermittelt zu einer Reihe weiterer Vorkommen, die sich bis über Rum hinaus ostwärts geschlossen verfolgen lassen. Östlich des Wurmbaches liegen sandige Tone bis Mehlsande am Fuße von Spitz- (P. 746) und Scheibenbühl. Sie liegen im Helfental, einem Trockental, das von der Schweinsbrücke zum Kalkofen westlich Arzl hinunterführt. Ein ähnliches Trockental umgreift das Dorf Arzl im O. Mehlsande sind nördlich oberhalb der an der Straße Mühlau—Arzl liegenden Kapelle 611 (Schlums) aufgeschlossen. Alle diese Vorkommen werden teils von Terrassenschottern, teils überwiegend von kalkalpinen schlernzeitlichen Schottern und Moränen überlagert, wie sie in dieser Gegend O. Ampferer (22, S. 96 ff.) beschrieben hat. Mehlsand liegt auch östlich Schönblick am Fahrweg nach Arzl bei 700 m (heim Tschau-peler) und in Höhen zwischen 700 und 720 m am Waldrand nördlich Arzl

bis hinüber zum Gasthaus Canisiusbrünnl (731 *m*). Auch in den südlich dieses Hauses liegenden Rumer Bicheln stehen sie überall an. H. Bobek (28, S. 155) erblickt in diesen Hügeln einen Doppelkranz von Moränenwällen. Es sind aber, wie durch die Mehlsande leicht zu beweisen, Erosionsformen in Terrassensedimenten. Östlichste Aufschlüsse dieses Mehlsandhorizontes liegen nordwestlich Rum im Flinntal (südöstlich unter P. 744) bei 700 *m*. Sie werden hier ungefähr gleichsinnig mit dem Hang von kalkalpiner Grundmoräne überlagert, unter der sie mehrfach fensterartig vorschauen. Wie mir Dr. O. Schmidegg freundlich mitteilte, wurden diese Mehlsande auch in Luftschutzzollen nördlich Rum aufgeschlossen.

Der Bänderton von Arzl bildet das Liegende dieser Mehlsande. Er ist in einer großen Tongrube gut aufgeschlossen: Ein ausgezeichnet feinschichtiger (feinschichtiger) Ton mit einer vorherrschenden Bänder- (Schichtungs-)mächtigkeit von 1 *cm*. Es treten aber auch feinere Bänder (Schichten) auf. In größeren Abständen sind der Feinschichtung etwa 1 *mm* starke feine Glimmerlagen zwischengeschaltet. Auch die Bänderung scheint, wenigstens teilweise, auf eine rhythmische Zu- und Abnahme feinsten Biotitschüppchen zurückzugehen. In der Höhe der Abbausohle sind die Tonlagen leicht wellig verbogen. Die Wellenlänge von Wellental zu Wellental beträgt rund 30 *cm*, die Wellenhöhe 2—3 *cm*. Diese wellenförmigen Verbiegungen sind auf mehrere Meter Strecke sichtbar.

Das ganze Tonvorkommen zeigt eine vollkommene Gleichförmigkeit, d. h. die Sedimentationsbedingungen sind stets dieselben geblieben. Wenn auch nicht bekannt ist, welche Zeitperioden der im Absatz der einzelnen Tonbänder abgebildeten Rhythmik zugrunde liegen, so steht jedenfalls fest, daß dieses mächtige Tonlager große Zeiträume verkörpert.

Schon zweimal wurden im Arzler Bänderton Fossilreste gefunden: Das Skelett eines großen Lachses (R. v. Klebelsberg, 44, S. 137/138) und Geweihreste eines Hirsches (R. v. Klebelsberg, 47, S. 378). Vergl. auch S. 305.

J. Blaas (24, S. 55) hat im Arzler Bänderton große Verwerfungsspalten mit Sprunghöhen von 3 *m* und mehr beobachtet (siehe S. 271).

Nordwestlich oberhalb der schon erwähnten Kapelle 611 (Schlums) an der Straße von Mühlau nach Arzl liegt in einer Schotterterrassenfläche (Ried) eine kegelstumpfförmige Einsenkung, in der eine Esche wächst (W. Heißel, 35, S. 184). Diese Einsenkung ist gerade so tief, daß noch die Baumkrone herauschaut. Man könnte diese Vertiefung in der Schotterterrasse für ein Toteisloch halten. Wenn es ein solches wäre, hätte es aber nicht Würm- oder Spätwürmalter, sondern wäre auch schlernzeitlich, denn die Schotterterrasse ist oberflächlich von Kalkschottern überstreut (Sanderfläche). Sie liegen im Vorfeld der von O. Ampferer (22, S. 97 und Fig. 7 B) beschriebenen schlernzeitlichen Aufschüttung. Viel wahrscheinlicher ist aber, daß es sich bei der Einsenkung um eine vollkommen anders geartete Bildung handelt, nämlich um eine Gipspinge (vgl. W. Heißel, 35, S. 185). Etwa 250 *m* ostwärts tritt eine Rippe dunklen Triaskalkes zutage, die im Kalkofen-Steinbruch abgebaut wurde. Der Kalk ist wohl anisisch oder karnisch, die Anwesenheit von Gips in seiner Nähe also durchaus möglich. Nach Größe und Form entspricht die Einsenkung vollkommen echten Gipspingen, wie sie im Walde unterhalb des Adolf Pichler-Weges vom Garzanhof zum Thaurer Schloß oberhalb des P. 867 auftreten.

Östlich des aus der Mühlauer Klamm herabströmenden Wurmbaches liegt dem Spitzbichl (P. 746) vorgelagert der oberflächlich abgeschrägte Scheibenbichl. Wie Aufschlüsse an seinem W- und N-Ende zeigen, besteht er in seinem Kern aus zum Teil stark tonigen Mehlsanden. Oberflächlich ist er von kalkreichen Schottern überschüttet, die die Fortsetzung des schon von O. Ampferer (22, S. 96 ff.) beschriebenen Schlernschotter am Wege zum Rechenhof nächst der Schweinsbrücke bilden.

Diese Schrägläche des Scheibenbichl findet jenseits des Helfentaales in der Schrägläche unterhalb Finkenberg und diese wieder jenseits einer Erosionsrinne in einer Fläche westlich Arzl ihre Fortsetzung. Alle drei verbinden sich zu einer Schuttkegelfläche aus der Mühlauer Klamm. Die Kalkschotter-Überdeckung zeigt, daß dieser aus der Schlernzeit stammt. Es ist zugleich aber auch klar ersichtlich, daß die Bildung der Schuttkegelfläche in erster Linie auf einen erosiven Vorgang zurückzuführen ist. Anlagerung von Schotter fand nur in sehr beschränktem Ausmaß statt, dagegen führte die kräftige Erosion zur schuttkegelartigen Abschragung der Terrassen-Mehlsande.

Dieser alte Schuttkegelrest hat bei Hall ein Gegenstück in der Schrägläche des Hügels von Melans (siehe S. 294). Auch dieser Hügel besteht im Kern aus Terrassensedimenten, die schuttkegelförmig abgeschragt sind. Die von J. Blaas beobachteten Grundmoränenreste (24, S. 59) dürften wohl Schlern- und nicht Würm-Moräne gewesen sein.

Über den Anteil der Ablagerungen junger Hängegletscher am Fuße der Innsbrucker Nordkette hat 1943 O. Ampferer bereits berichtet (22). Er konnte zeigen, daß fast überall in diesem Raume kalkalpine Schotter, Moränen und Blockmassen die älteren Terrassenschotter überdecken bzw. sie transgressiv schneiden. Unter diesen jungen Ablagerungen sind besonders die kalkalpinen Grundmoränen weit verbreitet und von großer Mächtigkeit. O. Ampferer erkennt in diesen Ablagerungen Zengen von tiefst reichenden Gletschern der Schlußvereisung, also der Schlernzeit. Wallformen konnte er zwar keine feststellen, aber für den Gletscher aus der Seegrube hat schon R. v. Klebelsberg (Zeitschrift für Gletscherkunde, XVI., 1928, S. 264) einen Schlernstand bei 1300 m nahe der untersten Stütze der Hafelekar-Bahn festgestellt. Weitere Wallreste finden sich am Hang östlich der Hungerburg. Bemerkenswert ist ihre Lage. Stets finden sie sich nur auf den Restflächen der Inntalterrassen. Die in diese geschnittenen Erosionsformen sind wohl reichlich von zugehörigen Grundmoränen und Schottern ausgekleidet, aber nie liegt in ihnen ein Wallrest (siehe S. 317).

Ausgehend von der Hochfläche der Pflais stiegen zur Schlernzeit zwei Gletscher ins Inntal herab. Der eine benützte die Furche der Arzler Scharte, der andere die des Kreuzjöchl. Von beiden liegen Wallreste vor. Steigt man von Rum oder Thaur über den Madlein-Hof 737 m (Magdalen-Hof 733 m, AV-Karte) zum Marstanz-Boden hinauf, so führt der Weg zuerst über kalkalpine Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben und wenig Kristallin. Bei 800 m kommt man auf eine gegen das Tal des Rumer Langenbaches einwärts leicht ansteigende Terrasse, ähnlich einem aus diesem Tal austretenden Talbodenrest. Oberhalb folgt ein in Stufen ansteigender Hang. Diese Stufen werden durch zahlreiche bis 10 m rückfällige Wallrücken gebildet. Diese Wälle durch Bacherosion entstanden zu erklären, ist un-

befriedigend. Sie sind zu zahlreich. Außerdem weist ein stärkerer Gehalt an Kalkblockwerk deutlich auf die Moränenwallnatur. Es sind linke Uferwälle eines vom Kreuzjöchl herabkommenden Gletschers zur Schlernzeit.

Oberhalb P. 867 liegen zwei tiefe Pingen von mehreren Metern Durchmesser. An den Rändern der einen kommt Fels zum Vorschein. Sie dürften auf Gips der Raibler Schichten zurückgehen, von denen in ihrer Umgebung zahllose Fallstücke liegen. Westlich des Tales des Rumer Langenbaches steigt im Walde unterhalb des Garzan-Hofes ein langer Wallrücken westostwärts in Richtung Madlein-Hof ab (nördlich des Schörgentales). Auch er gehört dem vom Kreuzjöchl herabkommenden Schlerngletscher an.

Vom Schlerngletscher aus der Arzler Scharte ist ein kurzer Wallstummel am W-Ende der Purenhof-Wiesen oberhalb des Hueber-Weges erhalten.

6. Die Mündung des Halltales

(vgl. Taf. XXI, Abb. 15)

Die Mündung des Halltales wird von hohen bewaldeten Schuttschultern flankiert. Im W ist es die Schulter des Heuberges 863 m (Runstboden, AV-Karte). Im O ist diese Schuttschulter am Unteregg mit der Terrasse des Gnadenwaldes verwachsen. Schon O. Ampferer (22, S. 103) hat auf diese Lokalschuttmassen als Zeugen seiner Schlußvereisung hingewiesen.

Die Schulter des Heuberges (Runstboden) besteht aus schlecht gewaschenen Kalkschottern und darüber Grundmoräne mit überwiegend kalkigen Geschieben. Kristallingeschiebe sind nur vereinzelt eingeschlossen. Die kalkigen Geschiebe sind vielfach gut poliert und gekritzelt.

In Sand- und Schottergruben, von denen die oberhalb der Schneggenmäh den besten Einblick gewährt, kommen kristallinreiche Inntalschotter und -sande fensterartig zum Vorschein. Die Aufschlüsse der erwähnten Schottergrube zeigen zuunterst kristallinreiche Schotter und Sande mit Kreuzschichtung. Es folgt eine Zone, in der diese Schotter und Sande eine stark gestörte Lagerung zeigen. Die Krenzschichtung ist hier viel engermaschiger, einzelne Lagen von Kalkschottern schalten sich dazwischen. An scharfer Grenze folgen darüber reine Kalkschotter. Sie werden von einer zum Teil mehrere Meter mächtigen Kalk-Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben überzogen. Die W-Seite der Schottergrube zeigt eine scharf ausgeprägte steilwandige Erosionsfurche, die die Kalkschotter durchschneidet und noch ein gutes Stück in die liegenden Kristallinschotter eingreift. Diese Furche ist ebenfalls von Kalkschottern angefüllt, die aber etwas jünger als die anderen Schotter sind. Die Kalk-Grundmoräne übergreift auch diese jüngeren Schotter (siehe Abb. 13).

Diese Aufschlüsse zeigen, daß die kristallinreichen Terrasseensedimente von den schlernzeitlichen Wasserläufen oberflächlich umgelagert worden sind. Es erfolgte dann eine ziemlich mächtige Aufschüttung von Kalkschottern. Diese dürften im Vorfeld eines aus dem Halltal herausreichenden Gletschers abgelagert worden sein. Wasserläufe haben in ihre eigenen Schotter neue Erosionsfurchen gegraben und diese dann wieder mit Schottermaterial ausgefüllt. Die Steilwandigkeit dieser Erosionsfurche zeigt, daß zwischen Ablagerung der älteren Kalkschotter und Erosion derselben ein längerer Zeitraum gelegen ist, während dem sich die Schotter setzten und

so weit verfestigen konnten, daß steilwandige Erosionsanschnitte Bestand hatten. Es wäre auch möglich, daß die Ausbildung dieser steilwandigen Formen durch tiefen Bodenfrost ermöglicht worden ist (siehe S. 293). Als letztes wurde dann, den ganzen Schichtkomplex übergreifend, die Schlern-Grundmoräne darüber gebreitet. Ihre transgressive Überlagerung dürfte teilweise auch auf Flußerosion und nur teilweise auf Eiserosion zurückzuführen sein.

Die Höhe des Heuberges (863 m) wird am Runstboden von einem W-O gerichteten mehrere Meter rückfälligen flachen Rücken gebildet,

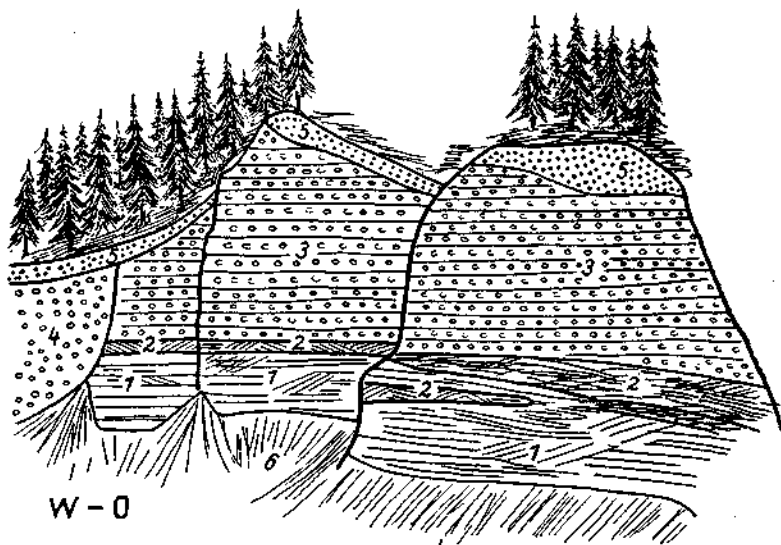


Abb. 13: Schottergrube nördlich Absam

- 1 = kristallinreiche Feinkiese bis Mehlsande mit Kreuzschichtung.
- 2 = Zone verstärkter Kreuzschichtung, zwischengelagert Kalkschotter (zum Teil umgelagert 1)
- 3 = rein kalkalpine Schotter
- 4 = rein kalkalpine Schotter in eine Erosionsfurche hineingebettet
- 5 = kalkalpine Grundmoräne
- 6 = Schuttfuß
- 1 = R-W interglazial
- 2—5 = Ablagerungen der Schlernzeit

an dem bergwärts eine seichte Sumpfmulde anschließt. Der Rücken trägt an einer Stelle eine stärkere Blockstreuung, überwiegend Wettersteinkalk, aber auch einige Kristallinblöcke. An die Sumpfmulde schließt bergseitig ein schuttkegelartig ansteigender Hang bis zu den Felshängen des Haller Zunderkopfes an.

O. Ampferer (22, S. 103) hat den Kalk-Grundmoränen den Hauptanteil am Aufbau der Schulter zugesprochen. Wohl ist diese Moräne sehr dick, ihre große Mächtigkeit ist aber nur scheinbar, da sie über Kalkschotter gleichsinnig den Hang hinabgreift. Die sichtbare Obergrenze der Terrassen-sedimente liegt bei 730 m. Die schlernzeitlichen Schotter und Moränen

dürften daher am Heuberg eine Mächtigkeit von 130 *m* haben, es sei denn, daß der Sockel von Kristallinschottern verdeckt höher emporreicht.

Den Verhältnissen westlich der Halltal-Mündung ganz entsprechendes liegt auch ostseitig. Auch hier sind einem aus Terrassensedimenten und Würm-Grundmoräne aufgebauten Sockel die schlernzeitlichen Ablagerungen auf- und angelagert. In der Umgebung des Usteregg liegen mächtige schlernzeitliche Schuttmassen, oberflächlich Grundmoräne, am Bergfuß Schotter und Blockschutt. Östlich des Unteregg, gegen den Fallbach hin, sitzen ihr zwei kurze Wallstücke auf. Es sind Wallreste eines aus dem Fallbachkar herabreichenden Schlerngletschers.

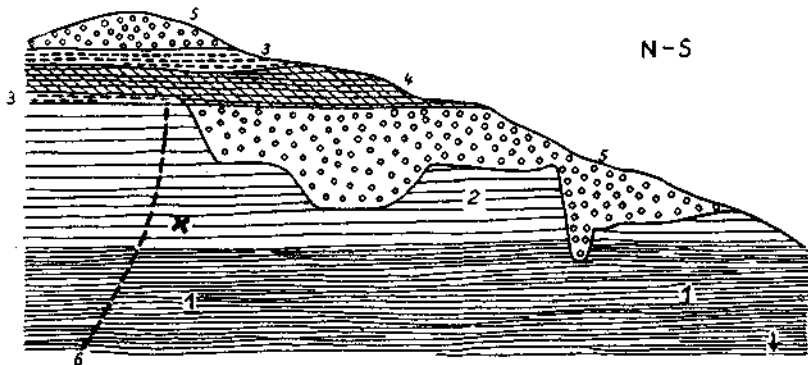


Abb. 14: Schottergrube „Schotterwerk Mills“ (W-Ende der Gnadewalder Terrasse)

- 1 = kristallinreiche Kiese bis Mehlsande
 - 2 = kristallinreiche Schotter
 - x = Fundstelle eines großen Tierknochens (Femur eines Paarhufers)
 - ↓ = Fundstelle von Holzresten
 - 3 = kalkreichere Schotter
 - 4 = betonartige Blockschichte aus Wettersteinkalk mit Linsen von Bergkreide
 - 5 = Grundmoräne mit gekritzten Geschieben. Tiefere Teile sind stärker Kristallin führend
 - 1 und 2 = R—W interglaziale Terrassensedimente
 - 3—5 = Ablagerungen der Schlernzeit
- Die Grundmoräne ist in ein Erosionsrelief hineingebettet

Deutliche Wallrücken liegen auch bei der Walder Kapelle (Kapellenhügel 819 *m*). Ein größerer Wall zieht nördlich der Kapelle bis zur Straße vor. Südlich der Kapelle ziehen, vom W-Rand der Gnadewalder Terrasse ausgehend, drei Wälle gegen das obere Baumkirchner Tal. Dieses ist eine alte Entwässerungsrinne dieses Gletscherendes. Im Planiz keilt der Schlernschutt allmählich aus und die Würm-Grundmoräne kommt unter ihm hervor (siehe Taf. XXI, Abb. 15).

Einblick in den inneren Bau der schlernzeitlichen Ablagerungen gewähren drei in der westlichen Terrassenhöschung des Gnadewaldes angelegte Schottergruben. Eine Schottergrube gleich nördlich der Gnadewalder Straße zeigt schwach geschichtete Kalkschotter mit einzelnen undeutlich gekritzten Geröllen, also wohl umgelagerten Moränenschutt. Daneben liegt eine Blocklage, die aus großen Wettersteinkalkblöcken besteht.

Die Schottergrube östlich des Gasthauses Walder Brücke hat kristallinreiche Terrassenschotter angeschnitten. Sie werden von Kalk-Grundmoräne überdeckt. Unterhalb der Steinbruchsohle liegt Kalkblockschutt. Er zeigt, daß er den Terrassenschottern an einem Erosionsanschnitt angelagert ist.

Den bedeutungsvollsten, zugleich aber verwickeltsten Einblick gewährt die Schottergrube des Schotterwerkes Mils („Stb.“ Umgebungskarte, W unter P. 803, AV-Karte). Die Verhältnisse sind in Abb. 14 dargestellt. Tiefstes Schichtglied sind kristallinreiche Schotter und Kiese, die nach der Tiefe in Quarzsande übergehen. In diesen fanden sich mehrmals, wie der Besitzer der Schottergrube mitteilte, organische Reste, vor allem Holz und Holzkohle, aber auch kleine Knochenreste.

Ein Holzrest, der sich in den Terrassensanden am Süden der Schottergrube fand, wurde von Frau Prof. E. Hofmann untersucht. Da das Gewebe schon stark zerstört war, ließ sich mit Sicherheit nur erkennen, daß es sich um ein Koniferenholz handelt. Da der Markstrahlbau keine Einzelheiten zeigt, kann man auf *Picea* (Fichte) schließen, doch ist dies nicht ganz sicher.

In mittleren Teilen des großen Aufschlusses wurde vom Besitzer, Herrn Pius Pernecker, ein großes Knochenbruchstück geborgen. Es lag in kristallinreichen Schottern, stammt also aus der Serie der Terrassenschotter. Ich habe das im Geologischen Institut der Universität Innsbruck aufbewahrte Stück Herrn Dozenten Dr. H. Zapfe vorgelegt. Er hat das Knochenbruchstück als vom distalen Ende des linken Femurs eines Paarhufers stammend erkannt. Hinsichtlich der Größe und morphologischen Merkmale wäre *Alces cf. alces* L. sehr wahrscheinlich.

Die Terrassenschotter werden von einer Störungsfläche durchsetzt. Diese greift aber nicht in die darüberliegenden jüngeren Ablagerungen ein, sondern endet an der Oberfläche der Terrassenschotter. Sie ist also älter als die überlagernden Schichten.

Die Terrassensedimente zeigen tiefgreifende Erosion. Zum Teil in engen und steilwandigen Einschnitten (siehe Abb. 14) liegt das nächst höhere Schichtglied. Es ist typische Grundmoräne, die neben schön geschrammten Kalkgeschieben auch reichlich Kristallin führt. Man könnte sie ohne weiters für Würm-Moräne halten. Auffallend ist das kräftige Relief, in das sie hineingebettet ist. Mir sind bis jetzt an der Grenze Terrassensedimente—Würm-Grundmoräne nirgends derartige Erosionsformen begegnet. Dagegen sind sie unter den Ablagerungen der Schlernzeit zu beobachten (siehe S. 291). Ich möchte daher auch bei dieser Grundmoräne trotz des größeren Kristallingehaltes eher auf Schlernmoräne schließen. Das sichtbare kräftige Erosionsrelief dürfte eine stärkere Aufnahme von Geschieben aus den liegenden Terrassenschottern stark erleichtert haben. Wie schon erwähnt (siehe S. 291), läßt sich eine derartige Erosion in Lockermassen, wie sie in den oben beschriebenen Schottergruben heiderseits des Halltales zu beobachten ist, schwer erklären, bevor diese Lockermassen, in unserem Fall Schotter, eine gewisse Verdichtung und Erhärtung erfahren haben. Es wäre aber wohl möglich, daß diese engen Erosionseinschnitte mit fast senkrechten Steilwänden ein Hinweis dafür sind, daß der Schotter-

boden zur Zeit der Erosion tief gefroren war. Ein solcher tief gefrorener Boden wäre jedenfalls im Vorfeld der Schlerngletscher leicht möglich.

In mittleren und nördlichen Teilen der Schottergrube Mils liegt über den Terrassenschottern ein Schotter, der sich durch andere Farbe deutlich von den Terrassenschottern abhebt. Er führt neben Kristallin reichlich Kalkgerölle. Darüber und über der Grundmoräne liegt vollkommen waagrecht eine Bank von betonartigem Aussehen und hoher Verfestigung. Der Geröllbestand dieser Bank besteht nur aus Wettersteinkalk, der in Größen von feinstem Kies bis zu Blöcken von über 1 m^3 vorkommt. Alle Stücke sind eckig, höchstens kantengerundet, die Packung der Gerölle ist sehr dicht, das Bindemittel weißer Kalkschlamm. In diese betonartige Lage sind, ebenfalls vollkommen waagrecht, Linsen und Lagen von weißer „Bergkreide“ oder „Bergmilch“ eingelagert. Solche Bergmilch ist im Karwendel an mehreren Stellen bekannt (z. B. bei Scharnitz). Sie ist der Absatz der Gletschertrübe in stehendem Wasser, der Absatz also des feinsten Kalkschlammes, wie er durch das schürfende Gletschereis mechanisch aufgearbeitet wird. Diese betonartige Lage kann nur eine Bildung sein, bei der Gletschereis den Transport des Materials aus dem Halltal vollzogen hat. Die Kalkschlammabsätze lassen die Mitwirkung fließenden Wassers erkennen. Die Einschwemmung erfolgte in Tümpeln. Es liegen somit sicher glaziale bis periglaziale Bildungen des Schlerngletschers aus dem Halltal vor. Sie werden wieder von Sanden und Kiesen mit stark kalkigem Einschlag, ähnlich den tiefer liegenden, überlagert.

Als letztes Glied der gesamten Serie liegt lehmige Grundmoräne darüber, die, gut 300 m entfernt, Moränenwälle trägt. Auch bei ihr handelt es sich um Schlern-Grundmoräne. Sie führt Kristallingerölle, wenn auch weniger häufig als die tiefer liegende Moräne.

Aus der Öffnung des Halltales hat der Weißenbach einen scheinbar mächtigen Schuttkegel vorgebaut (Taf. XXI, Abb. 15), der den Inn ganz an den südlichen Berghang gedrückt hat. Er wurde schon von R. v. Klebelsberg (51) beschrieben. An drei Stellen ragt aus diesem scheinbar so mächtigen Schuttkegel jedoch der ältere Untergrund fensterartig vor und läßt erkennen, daß der Schuttkegel doch nur eine oberflächliche Bildung ist, in die sich der heutige Weißenbach fast 20 m tief eingeschnitten hat. Die größte dieser Untergrundauftragungen ist der Hügel, auf dem Schloß Melans steht (711 m). Er besteht aus Schottern und Sanden der Terrassensedimente. Südlich dieses Hügels liegt der Monika-Bühel (634 m), ebenfalls von Terrassenschottern und -sandem aufgebaut. Wenig östlich ragen dieselben Sedimente in den flachen Kuppen von P. 638 aus dem Schuttkegel vor. Der Hügel von Melans ist oberflächlich schuttkegelartig abgeschrägt. Seine Oberfläche ist der Rest eines älteren Halltaler „Schuttkegels“ (vgl. S. 289).

Herrn Dr. O. Schmidegg verdanke ich die freundliche Mitteilung, daß Luftschutzstollen in Hall, die in die Böschung vorgetrieben wurden, mit der der Halltaler Schuttkegel zur Inntalsole abbricht, echte Terrassen-Mehlsande aufgefahren haben. Es ist dies ein weiterer Beweis, daß einerseits der Schuttkegel keine so große Mächtigkeit hat, wie seine flächenhafte Ausdehnung erwarten läßt und daß andererseits die Flußterrasse, der diese Böschung angehört, keine Aufschüttungs-, sondern eine Erosionsterrasse ist (siehe S. 282, 295).

7. Die Gnadenwalder Terrasse

(vgl. Taf. XXI, Abb. 15)

Die Gnadenwalder Terrasse mit ihren über 10 km Länge und 1—2 km Breite stellt den ursprünglichsten, durch jüngere Erosion am wenigsten umgestalteten Rest der Inntalterrassen vor. Eisrandbildungen im Sinne Bobek's fehlen. Die Terrasse wird daher bei H. Bobek (28) auch gar nicht beschrieben. An ihrem Aufbau beteiligen sich fast ausschließlich nur Terrassensedimente und Würm-Grundmoräne. Innerhalb der Terrasse kommt nirgends ein Felskern zum Vorschein. Nur der Vomper Bach hat zwischen Pfannenschmiede und Obervomperbach noch etwas Triasgesteine entblößt.

Bei Terfens, wo auf größere Strecken unter den Terrassensedimenten liegende ältere Grundmoräne, wahrscheinlich Reiß-Moräne aufgeschlossen ist (siehe S. 260), muß allerdings älterer Untergrund das Liegende dieser Moräne bilden, er kommt damit nahe an die Oberfläche. Dieses Liegende kann entweder eine Auftragung von Trias sein oder wahrscheinlicher von älter interglazialen Bildungen, nämlich vom Konglomerat des Vomper Baches. Aber auch diese älterquartären Bildungen müssen ihrerseits einem Felssockel aufsitzen.

Wie schon erwähnt, tritt ältere Grundmoräne auf größere Strecken am Aurain bei Terfens auf (siehe S. 260). Die Aufschlüsse liegen am Fuße des Aurain zwischen Bahnhof Terfens-Weer und dem Larchbach, weiters am vom Rieder Moos herabkommenden Bach. Ein Aufschluß am Fahrweg vom Bahnhof nach Ried zeigt, daß diese Moräne oberflächlich etwas umgelagert bis nahe an die Oberfläche dieser jungen Vorterrasse reicht. Über typischer Grundmoräne mit gekritzten Geschieben hier liegt eine dünne Schotterlage und darüber wieder verschwemmte oder verwitterte Moräne.

Der Aurain ist ein Teil jener im Inntal weit verbreiteten jungen Flußterrassen, die sich von der Inntalmündung bei Erl bis ins Oberinntal fast geschlossen verfolgen lassen. Sie überhöhen die heutige tiefste Talsohle, stellenweise unter Zwischenschaltung kleinerer ähnlicher Erosionsböschungen um meist 10—20 m. Schon J. Blaas (24, S. 46 ff.; 26, S. 27) hat sie beobachtet und als jüngere Alluvion oder Vorstufe beschrieben. Er war der Meinung, daß diese Vorstufe aus umgelagerten Terrassenschottern bestehe, welche Vorstellung sich bis jetzt gehalten hat. Das Auftreten von älterer Grundmoräne in einer solchen jungen Terrassenböschung beweist aber, daß diese Terrasse wenigstens hier einen älteren Kern hat, also keine junge Flußablagerung ist. Sie ist aus älteren Ablagerungen erosiv herausmodelliert. Daß dieser Nachweis hier zu führen ist, ist dank des Auftretens von Grundmoräne ein besonders günstiger Fall. Diese Erscheinung wird bei der weiten Verbreitung dieser Terrassen oft vorhanden sein, nur läßt sie sich bei Schottern nicht entschieden nachweisen. Gleiches beweisen auch die in der Stirnböschung des Halltaler Schuttkegels aufgeschlossenen Mehlsande (siehe S. 294), die Bändertone beiderseits der Haller Innrücke (siehe S. 282) und das Ampasser Konglomerat nächst den Peerhöfen (siehe S. 256).

Am Aufbau der Gnadenwalder Terrasse haben in tieferen Teilen Bändertone großen Anteil (siehe S. 263). Die Aufschlüsse bei Fritzens, im Baumkirchner Tal und die Quellaustritte bei Brunnholz lassen wenigstens für den

westlichen Teil dieser Terrasse eine geschlossene Tonunterlage erwarten. Dieses Tonvorkommen dürfte demnach eine Längenerstreckung von über 3 km haben. Von der Tongrube des Ziegelwerkes Fritzens reichen die Tone ins Farntal bis etwa 720 m Höhe (760 m, AV-Karte) hinein und werden hier von etwa 20—30 m mächtigen Mehlsanden überlagert. Darüber folgen kristallreiche Flußschotter. Auch im Baumkirchner Tal (Fallbach) besitzen die Tone ähnliche Verbreitung. Sie sind nördlich der Zoppl Aste (AV-Karte), d. i. nordöstlich P. 808 (Umgebungskarte) am Bach aufgeschlossen. Zahlreiche Quellaustritte in Hinterlazaun und Badteile lassen die Obergrenze der wasserstauenden Bändertone und Mehlsande bei 720 m (740 m, AV-Karte) erkennen. Ähnlich hoch (bei 730 m) liegen Mehlsande in der Grube des Schotterwerkes Mils.

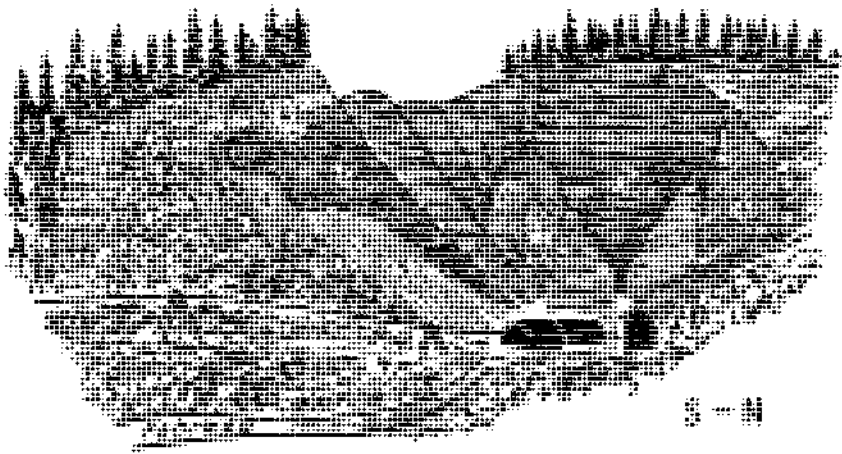


Abb. 16: Ansicht der Tongrube Fritzens

- | | |
|--------------------|--|
| 1 = Bändertone | } R—W interglaziale Terrassensedimente |
| 2 = Mehlsand | |
| 3 = Schotter | |
| 4 = Erlenbuschwerk | |
| 5 = Schuttfuß | |

+ = Fundstelle der Kalkgerölle (Abb. 17)

Die Schotter (3) scheinen den Bändertonen (1) erosiv angelagert zu sein

Den besten Einblick in die Abfolge der Bändertone gibt die Tongrube Fritzens (siehe Abb. 16). Die Sohle liegt bei 633 m in Ton, der Oberrand der Grube reicht an die 700 m Höhenlinie heran. In dieser fast 70 m hohen Anbruchswand wird ein in sich geschlossener Sedimentkörper von vollkommener Einheitlichkeit entblößt. Die einzige Änderung in der Ablagerung ist, daß die obersten Teile stärker sandig werden und ganz allmählich in Mehlsande übergehen. Die Tone liegen fast söhlig, d. h. sie neigen, besonders höher oben, 5° gegen W. Die starke Neigung der Bändertone auf der der Tongrube gegenüberliegenden östlichen Talseite mit N 60° O, 50° N ist aller Wahrscheinlichkeit nach auf Schichtverstellung durch geschlossenes Abgleiten einer großen Hangschohle zurückzuführen.

In einem der obersten Abhauhorizonte kommt im Ton eine Lage von Kalkgeröllen vor (siehe Abb. 17). Der Ton ist schon etwas feinsandig unter-

mischt, gegenüber den tieferen, mehr blaugrünlichgrauen Teilen mehr bräunlichgrau, mit ausgezeichneter Feinschichtung und Bänderung vollkommen ebenflächig im Sediment, etwa 5° W fallend. Scharf in der Schichtfläche eingebettet liegt ein Pflaster meist kleiner Kalkgerölle verschiedener Größe. Es sind kantengerundete Stücke von Wettersteinkalk, die keine Spur von Gletscherschliff oder auch nur einzelne Schrammen zeigen, obwohl sich solche, wenn überhaupt ursprünglich vorhanden, in der feinen tonigen Einbettung sicher gut erhalten hätten. Einige Tonbänder tiefer als das Pflaster kleiner Gerölle lag ein größerer Block von Wettersteinkalk mit 20×30 cm Durchmesser. In seiner Umgebung war die Lagerung der Tonblätter gestört und an einer Stelle zu einem kleinen Sattel verbogen (siehe Abb. 17). Wie zahlreiche Fallstücke in den Abbauen (beim Abbau händisch aussortiert) zeigen, kommen solche Gerölleinschlüsse im Bändertone häufiger vor. Auch der Bändertone bei Itter (siehe S. 263) führt Gerölleinschlüsse (siehe Abb. 4).

Wie diese Gerölle in die Bändertone hineingekommen sind, läßt sich vorerst nicht eindeutig erklären. Es können darüber nur Vermutungen

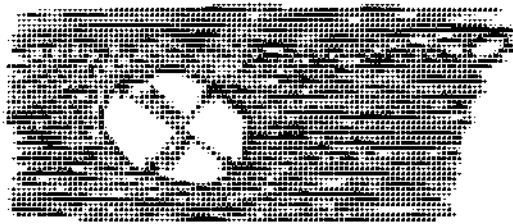


Abb. 17: Kalkgerölle im Bändertone der Tongrube Fritzens

Ein großes Gerölle verursacht Unregelmäßigkeiten der Schichtung. Rechts oberhalb ein Pflaster kleiner Gerölle

aufgestellt werden. Sicher ist, daß die Gerölle sowohl bei Fritzens als auch bei Itter von ortsnahen Gesteinen stammen. Bei Fritzens liegt der nächste Wettersteinkalk etwa $3\text{--}5$ km entfernt im Bettelwurf-Walder Kamm. Bei Itter finden sich die nächsten Grauwackenschiefer und Diabase am Hang der Hohen Salve, rund 3 km entfernt. Sicher ist ferner, daß die Gerölle nur schlecht abgerollt sind, besonders die aus Wettersteinkalk, und daß sie keine Anzeichen von Gletschertransport zeigen. Sicher steht weiters, daß besonders die Fritznere Bändertone äußerst ruhige und einheitliche Absatzbedingungen durch ihre Lagerung zu erkennen geben, Absatzbedingungen, die durch lange Zeiträume (Mächtigkeit des Bändertones mindestens 70 m) vollkommen gleich und ungestört waren. Die Möglichkeit, daß die Gerölle vom im See kalbenden Gletschern stammen, scheidet aus. Ein solcher Gletscher wäre offenbar ein Lokalgletscher gewesen (ortsnaher Gerölle). Daß aber in einem solchen See ein Gletscher einmündet und kalbt, ohne daß sich in den Seesedimenten größere Unregelmäßigkeiten der Ablagerung zeigen, verursacht durch sommerliche Abschmelzung oder zeitweises stärkeres Vordringen und Abschmelzen des Gletschers, scheint vollkommen unwahrscheinlich, besonders wenn man den großen Zeitraum bedenkt, der allein zum Absatz von 70 m feinschichtigen Bändertones notwendig ist. Dabei ist zu bedenken, daß diese 70 m nur die Höhe des Aufschlusses sind,

die Tonmächtigkeit wahrscheinlich größer ist, vielleicht um das Doppelte und mehr. Wie die Bohrung von Rum (siehe S. 286) zeigt, reichen Bänder-tone noch weit unter die heutige Talsohle hinab. Auch der Umstand, daß die über den Bänder-tonen von Fritzens liegenden Flußschotter keine stärker betonte Lokalkomponente zeigen, sondern wie überall kristallinreiche Innschotter sind, spricht gegen die Herleitung der Gerölle von einem Lokal-gletscher. Denn wieviel mehr müßte sich ein solcher Lokal-gletscher in den Schottern seines Vorfeldes zu erkennen geben. Wohl hat O. Ampferer (18, S. 111) große Gesteinsblöcke in Terrassenschottern bei Jenbach von kalbenden Gletschern hergeleitet. Bei den von ihm beschriebenen Vorkommen handelt es sich aber durchwegs um sehr oberflächennahe, den Schottern eingelagerte Blöcke, die ohneweiters auch aus der hangenden Würm-Grundmoräne bezogen werden können. Es läßt sich öfter beobachten, daß hangendste Teile der Schotter unmittelbar im Liegenden der Grundmoräne eine gestörte Lagerung aufweisen (siehe S. 282).

Am ehesten zutreffend scheint mir die Erklärung der Blockeinschlüsse in Bänder-tonen als von aus Bächen eingetreteten winterlichen Eisschollen mitgebracht. Solche Winterfröste würden auch nicht gegen die Klima-verhältnisse sprechen, wie sie sich für die Terrassensedimente aus ihrem Fossilgehalt ableiten lassen (siehe S. 305).

Als letztes käme noch die Möglichkeit in Betracht, daß die Blockeinschlüsse durch im Wasser treibende Wurzelstöcke verfrachtet worden sind. Dagegen spricht ihre Zahl und die Einförmigkeit des Materials.

Die Bänder-tonen von Fritzens gehen seitlich ganz unvermittelt in Flußschotter über (siehe Abb. 6, Taf. XXI, 15). Leider war zur Zeit meiner Beobachtung der Grenzbereich verrutscht, so daß der Kontakt zwischen Bänder-ton und Schotter nicht unmittelbar zu sehen war. Es spricht aber alles dafür, daß sich in diesen Schottern eine große Erosionsphase abzeichnet. Nach Absatz der Tone wurden diese wieder erosiv angeschnitten und in die Erosions-furchen Flußschotter hineingehettet. Auf Erosionsperioden innerhalb der Terrassenschotter wurde schon mehrfach hingewiesen (W. Heiße, 31, S. 467; H. Katschthaler, 39, S. 44).

Am Fallbach, etwa 150 m südlich unterhalb der Gnadenwalder Straße, stehen bei 820 m Mehlsande gröberes Kornes an. Sie sind feinschichtig, einzelne größere Gerölle sind ihnen eingelagert. Diese Mehlsande werden anscheinend von Schottern unterlagert. Es handelt sich um einen Vertreter eines Mehlsandhorizontes, der im Hangenden der Terrassensedimente auch andernorts auftritt. Im Silltal hat er größere Verhretung und ist dort fossilführend (W. Heiße, 31, S. 451, 453, 454).

Soweit nicht in jüngeren Erosionsfurchen ältere Bauteile der Gnadenwalder Terrasse bloßgelegt sind, wird dieselbe von einer geschlossenen Decke von Würm-Grundmoräne überzogen. Es handelt sich durchwegs um gut durchgearbeitete Grundmoräne mit Geschieben von Kristallin und Kalk, letztere häufig schön poliert und geschrammt. Die Grundmoränen-decke ist meist viele Meter mächtig und in Waldgebieten reichlich von großen erratischen Blöcken überstreut. Gegen den Berghang hin wird die Grundmoräne von den Ablagerungen der Lokal-gletscher überdeckt.

Auf der ganzen Gnadenwalder Terrasse ist die Überformung des Untergrundes durch den würmeiszeitlichen Inngletscher besonders deutlich. Die Terrassenoberfläche ist in langgestreckte, flache Rücken und Mulden-

züge geformt. Auffallend ist, daß in diesem Würmtalboden bergseitig eine deutliche flache Mulde vorhanden ist, d. h., daß Terrassenschotter und Würm-Moräne gegen das Inntal hin höher aufragen als am Bergfuß (z. B. Mulde von Wiesenhof, Mulde von Hupfau am O-Ende der Terrasse).

Die glaziale Umformung bedingt auch im Gnadenwald die Richtung der Täler. Besonders deutlich tritt dies im Larchtal hervor. Dieses folgt von seinen Wurzeln bis zum Quertal unterhalb Maria Larch einer großen Eisschliff-Mulde, die sich über Maria Larch hinaus weiter gegen NO über Eggfelden in der Mulde von Hupfau fortsetzt.

Bergseitig liegen über Würm-Grundmoräne die Ablagerungen von Gletschern aus dem Karwendel. Es ist kalkalpiner Moränenschutt, zum Teil mit schön geschrammten Kalkgeschieben. Kristalline Geschiebe treten sehr stark zurück oder fehlen vollkommen. Wallformen sind häufig vorhanden. Größere Sanderschüttungen dieser kalkalpiner Gletscher sind nur an der Mündung von Halltal und Vomper Loch erhalten. Es handelt sich durchwegs wieder um Ablagerungen von schlernzeitlichen Gletschern. Schlern-Moränen liegen:

Am Ausgang des Halltales: Deutliche Wallrücken südlich und nördlich der Walder Kapelle (siehe S. 292), flache Rücken westlich des Wiesenhofes (Loamatadele, Koandlanger). Hier liegen in den seichten Senken zwischen den Wällen sumpfige Wiesenmulden (Rotmoos, Koandlanger).

Bei St. Martin: Oberhalb der Kirche liegt eine große Moränenmasse mit vorgelagertem Sanderkegel unterhalb Speckbacher und Hoter. Zwischen Laimhaus und Natz liegen im Wald zugehörige flache, von W nach O ziehende Rücken in Verbindung mit rein kalkiger Grundmoräne.

Nordwestlich St. Michael liegt am Berghang ein großer Moränenhügel.

Westlich Gunggl liegen Wallformen beim Högerbild und im Prantachmoos. Hier liegen bis 5 m hohe kuppige Moränenhügel. Das Vorkommen wird von Schmelzwasserrinnen umgehen.

Am Täublingboden hegt eine große, nicht näher gekennzeichnete Masse von kalkiger Moräne. Sie steht über den Streitwald mit einer ausgehenden Endmoränenlandschaft bei Rainer-Ummelberg in Verbindung.

Die Wälle bei Rainer und Ummelberg formen sich zu zwei Wallkränzen. Der äußere setzt mit zwei flachen Wällen bei Rainer (871 m) ein und reicht über Hosen bis zum Köchler vor. Eine Schmelzwasserrinne, die östlich Rainer beginnt und ihm gleichläuft, trennt ihn vom inneren Wallbogen. Dieser beginnt östlich des Jagdhauses und endet am Kögerl.

Bei all diesen Moränen handelt es sich um die Ablagerungen von Gletschern vom nördlichen Berghang, hzw. aus den nördlichen Seitentälern. Die Wälle bei der Walder Kapelle stammen vom großen Halltaler Gletscher, jene westlich Wiesenhof von einem Gletscher aus dem Fallbachkar und bei St. Martin liegen die Ablagerungen eines Gletschers vom Walder Kamm herab. Klar ist auch die Ableitung der Wälle bei Rainer und Ummelberg am O-Ende der Gnadenwalder Terrasse. Sie finden auf der Terrasse von Vomper Berg ihr Gegenstück. Es handelt sich um Endmoränen eines Gletschers aus dem Vomper Loch. Auch dieser hat entgegen den Angaben O. Ampferer's (22, S. 105) so wie alle anderen Schlerngletscher des mittleren

Inntales auch bis auf die Inntalterrasse herabgereicht. Nicht so klar in der Bezugnahme sind die Moränenvorkommen bei St. Michael, Gunggl, am Täublingboden und im Streitwald. Sie liegen am Fuße des niederen Rückens, der von der Walder Alm (1501 *m*) über die waldige Kuppe des Walder Joches (1620 *m*) als langgestreckter Rücken allmählich zur Mündung des Vomper Loches absteigt. Dieser Bergrücken mit 1620 *m* Höhe ist für eine Eigenvergletscherung viel zu niedrig. Die Wälle am Prantachmoos hat schon O. Ampferer auf seiner Karwendelkarte (23) eingezeichnet. In den Erläuterungen zu dieser Karte habe ich (W. Heißel, 37, S. 41) hier die Möglichkeit eines noch älteren Gletscherstandes als Schlern mit noch tiefer reichender Schneegrenze vermutet. Eine zutreffende Erklärung hat aber erst die Gesamtaufnahme all dieser jungen Gletscherspuren des Gnadenwaldes gebracht. Schon die Wälle bei Ummelberg zeigen, daß der schlernzeitliche Vomper Loch-Gletscher mit seiner Zunge dieses ganze enge schluchtartige Tal so hoch ausgefüllt hat, daß er an seinem Ende nicht nur die Mündungsschlucht füllte, sondern auch noch über den Rücken des Niederjoches darüberlappte und die Wälle bei Rainer und Ummelberg zurückließ. Ganz entsprechendes gilt für die Moränen zwischen St. Michael und Streitwald. Auch sie verdanken ihr Dasein einem vielleicht nur zeitweiligen Überlappen des Vomper Loch-Gletschers der Schlernzeit über die Walder Alm und den Rücken des Walder Joches, wobei diese Eislappen an der S-Seite des Walder Joches bis auf die Gnadenwalder Terrasse herabreichen. Daraus ergibt sich, daß dieser Gletscher bereits 5 *km* oberhalb seines Zungenendes eine Mächtigkeit von mehr als 500—600 *m* gehabt haben muß. Nur als von solchen über den Talrand (Vomper Joch) überquellenden Gletscherlappen abgelagert finden diese Moränenmassen mit Wallformen zwischen St. Michael und Streitwald eine brauchbare Erklärung.

Die vom Inntal auf die Gnadenwalder Terrasse hinaufgreifenden Täler spalten im Vorfeld der schlernzeitlichen Moränenablagerungen in einzelne Quellläste und Schmelzwasserrinnen auf (Taf. XXI, Abb. 15). Das Baumkirchner (Fallbach-)Tal entwässerte Halltal- und Fallbachkargletscher, das Farmtal, Fallbachkar- und Walder Kammgletscher, das Larchtal, die verschiedenen Gletscherlappen und das rechte Zungenende des Vomper Loch-Gletschers. Vorgezeichnet ist aber die Richtung der Abflußrinnen durch die würmglaziale Überformung der Terrassenoberfläche.

Aus der Anordnung dieser Schmelzwasserrinnen und -täler ergibt sich auch, daß die Gnadenwalder Terrasse vorschlern noch nicht erodiert war, sondern geschlossen jene Oberflächenformen zeigte, die sie abseits der Schmelzwasserrinnen heute noch zeigt: eine sanft wellig überformte Terrasse.

Bei St. Martin beschreibt J. Blaas (26, S. 31—32) ausgezeichneten, plastischen Lehm als Rest eines alten Tümpels. Der Lehm wurde damals abgebaut. „Er ist gelblich, blaugrau, selbst schwarz und führt Holzkohle. Unter der etwa 2—3 *m* mächtigen Schicht liegt massenhaft faulendes Holz auf lockerem weißen Kalkgrund. Im Lehm fand man einige prähistorische Gegenstände, unter anderem ein zierliches Feuersteinmesserchen.“

Dieses Lehmvorkommen ist heute noch sichtbar. Es liegt südöstlich des Wiesenhofes am Fuße der südlich ansteigenden Würm-Grundmoränenkuppe. Da die Mulde des Wiesenhofes, in der das Tonvorkommen liegt, erst durch die Schlernschuttmassen beim Loamstadele abgesperrt wurde,

so ergibt sich für das Alter des Tones Schlern- oder unmittelbare Nachschlernzeit. Blaas' Artefaktenfunde beweisen die bereits damals vorhandene Besiedlung durch den Menschen.

8. Die Terrasse von Vomper Berg und die Mündung des Vomper Loches (vgl. Taf. XXI, Abb. 15)

Die Terrasse von Vomper Berg bildet die östliche Fortsetzung des Gnadenwaldes. Im Gegensatz zu diesen scheint in der Vomper Berg-Terrasse ein wohl sehr ansehnlicher älterer Kern zu stecken. Schon lange sind die stark verfestigten Kalkschotter eines alten Vomper Bach-Schuttkegels bei der Pfannenschmiede bekannt (O. Ampferer, 3, S. 740). O. Ampferer konnte Ausbisse dieses alten Schuttkegels auch „In der Höl“ nordwestlich oberhalb des Dorfes Vomp feststellen (23). Von hier aus ziehen sie bei Schloß Siegmundslust in die Inntalflanke heraus und schließen sich an die Aufschlüsse am Vomper Bach an.

Die Terrassensedimente sind im wesentlichen nur an den Außenböschungen des Vomper Berges aufgeschlossen. Von der Würm-Grundmoräne ist wenig zu sehen, da ein großer Teil der Terrassenoberfläche von jüngeren Ablagerungen bedeckt ist. Diese treten auch hier nach Zusammensetzung und Form scharf gegenüber den älteren (Würm-Moräne und Terrassensedimente) hervor. Der Terrassenrand gegen das Inntal zeigt noch die sanft welligen Formen des moränenüberzogenen Würmbodens. Sonst liegt überall auf der Terrassenfläche kalkalpiner Schutt, aus dem moränenwallartige Rücken vorragen. Solche Moränenwallreste liegen westlich Schick am Terrassenrand gegen den Vomper Bach, bei Hois und nördlich davon im Wald. Bei Kammeter (814 m) zieht ein Wallrücken nach S bis an den Fahrweg nach Vomp vor. Eine Schottergrube zeigt Kalkschotter, darunter kalkreichen Mehlsand. Östlich Veit, nächst dem Kirchlein 828, liegen mehrere wallartige Rücken, die durch steil gehöschte Tälerchen (Schmelzwasserrinnen) getrennt werden. In einem derselben liegen mehrere große Kristallin-Erratica. Am Fahrweg nach Jaud wird wieder Kalkschotter und Mehlsand erschlossen. Bei Eggl und Kampfö kommt eine Rippe von Triasdolomit vom Vorschein. Östlich schließen wieder Kalkschotter an, in die zwei größere Abfließrinnen eingesenkt sind (bei Gralshöhe und nördlich davon). Eine Schottergrube westlich der Gralshöhe zeigt Kalk- und Kristallinschotter vermischt, eingeschlossen große Kalkblöcke.

Fast die ganze Fläche des Vomper Berges ist demnach von kalkalpinen Schottern überschüttet, die nur örtlich kristallin untermischt sind. Diese Schotter stammen von einer Sanderschüttung des schlernzeitlichen Vomper Loch-Gletschers. Zahlreiche Schmelzwasserrinnen gehen davon aus. Die schlernzeitlichen Ablagerungen des Vomper Berges sind die östliche Fortsetzung gleichartiger Bildungen am Ummelberg (siehe S. 299).

Der Vomper Bach hat, ähnlich dem Weißenbach aus dem Halltal, einen kräftigen Schuttkegel vorgebaut, in welchem er sich nachträglich wieder tief eingeschnitten hat. Sein höchster Punkt im Terfener Forchat liegt rund 60 m über der heutigen Bachsohle. Aufschlüsse an der Straße von Terfens nach Vomp zeigen Kalkschotter, in denen sich nicht selten gekritzte und geschrammte Geschiebe erkennen lassen. Das Wiedereinschneiden des Baches in seinen eigenen Schuttkegel erfolgte stufenweise, wie die schön

erhaltene Terrassierung erkennen läßt. Im Terefer Forchat liegen sechs solche Erosionsterrassen übereinander. Sie brechen jeweils mit steiler, viele Meter hoher Böschung zur nächst tieferen ab. Auch diese Böschungen unterscheiden sich nach ihrer Form nicht im geringsten von Terrassenböschungen auf der Höhe der Inntalterrassen. Der Schuttkegel läßt zwei Abschnitte seiner Bildung erkennen. Im ersten wurde ein hoher steiler und wahrscheinlich kürzerer Kegel aufgebaut. Im zweiten Abschnitt wurde dieser Kegel wieder zerschnitten. Dieses Einschneiden des Baches erfolgte in drei Stufen. Dabei wurde ein um die Erosionstiefe niedrigeren, flacherer und längerer neuer Kegel vorgebaut, der ebenfalls wieder dreistufig erodiert wurde. Randlich verschmelzen die Kegel zu einem breiten Schild, nur gegen den Bachlauf hin sind die Erosionsböschungen Zeugen dieses Vorganges. Es zeigt sich dabei auch, daß die Erosionsbreite des jeweiligen Bachbettes bei den ältesten Terrassen am breitesten und bei den jüngsten am engsten ist. Dies läßt auf eine entsprechende Abnahme der erodierten Wassermenge schließen.

III. Die Entstehung der Terrassensedimente

1. Die Möglichkeiten

Bei den Terrassensedimenten gibt es mehrere Entstehungsmöglichkeiten:

1. Interglaziale Talverschüttung,
2. Fluvioglaziale (periglaziale) Aufschüttung,
3. teils inter-, teils periglaziale Bildung,
 - a) obere Teile periglazial, untere interglazial,
 - b) untere Teile periglazial, obere interglazial.

1. Die interglaziale Talverschüttung ist die seit den Arbeiten

O. Ampferer's (4) bis zu jener Bohek's (28) gültige Erklärung.

2. Eine rein fluvioglaziale Bildung ist bei der großen Ausdehnung und Mächtigkeit nicht möglich. Reichen doch diese Ablagerungen von Landeck bis an den Alpenrand unterhalb von Kufstein, d. s. rund 150 km, ohne daß in den einzelnen Talabschnitten nennenswerte Unterschiede in der Materialzusammensetzung der Schotter, Sande und Tone zu beobachten wären. Zu dieser großen Horizontalausdehnung kommt die große Mächtigkeit. Die Terrassensedimente hauen nicht nur die Inntalterrassen auf, die die heutige Talsoble rund 300 m überhöhen, sie reichen auch, wie die Bohrung von Rum und die seismischen Untersuchungen bei Kirchbichl gezeigt haben, 200 m (Rum), bzw. 150—180 m (Kirchbichl) unter die heutige Talsoble hinab. Dabei ist zwischen den Ablagerungen ober und unter der Talsoble höchstens in einem leichten Vorherrschen von Ablagerungen feineren Kornes unter der Talsoble ein Unterschied. Die Terrassensedimente besitzen mithin eine Mindestmächtigkeit von 500 m und im Inntal eine Ausdehnung von über 150 km, wobei sie am Alpenrand, wie schon H. Wehrli (68, S. 424, 428) festgestellt hat, blind oberhalb der heutigen Talsoble austreichen. Der Komplex der Terrassensedimente zeigt sowohl in seiner ganzen waagrechten, wie auch in seiner ganzen senkrechten Ausdehnung einheitlichen Bau und einheitliche Zusammensetzung.

3. Eine teilweise fluviatil-interglaziale, teilweise fluvioglazial-periglaziale Entstehung setzt im Falle a) einen im Inntal vorrückenden Würm- (bei

einem abschmelzenden Gletscher müßte sich zwischen Interglazial und Glaziofnival die eiszeitliche Grundmoräne dazwischenschalten), im Falle h) einen im Inntal abschmelzenden älteren Gletscher (Riß) voraus. In beiden Fällen sind größere räumliche Unterschiede in der stratigraphischen Zusammensetzung sowohl nach der Senkrechten wie nach der Waagrechten der betreffenden Ablagerung zu erwarten.

Der Fall b) scheidet aus, da in tieferen Teilen der Terrassensedimente keine Anzeichen einer glazial beeinflussten Ablagerung vorhanden sind. Für diese Teile wurde auch noch nie die interglaziale Entstehung angezweifelt. Der Fall 3 a) entspricht im wesentlichen dem, was H. Bobek (28) beschrieben hat. Allerdings können echte Eisrandablagerungen dann nur über der Würm-Moräne liegen, wenn man nicht eine vorhergehende erosive Entfernung derselben annimmt. Eine solche ist aber bei den geringen Zeitunterschieden zwischen Eisfreiwerden und Bildung von Periglazialerscheinungen — diese fand ja neben dem abschmelzenden Gletscher statt — kaum anzunehmen.

2. Der Bändertone-See

Wie bereits hervorgehoben, ist für tiefere Teile der Inntalterrassen das Auftreten der Bändertone bezeichnend. Während früher, vor allem durch A. Penck (64) fast der gesamte Komplex der Terrassensedimente als lakustre Bildung aufgefaßt wurde, hat man in neuerer Zeit mehr dazu geneigt, die einzelnen Tonvorkommen als Absätze zahlreicher kleiner Seen zu erklären, die sich in toten Winkeln einer fluviatilen Anschüttung gehildet hätten.

Hat schon A. Penck als Ursache der Ablagerung eine weiträumig gespannte Talverbiegung angenommen, so wurden fast allgemein auch für die zahlreichen kleinen Seen engwellige Verbiegungen des Untergrundes angenommen. A. Penck konnte seine Annahme noch auf die Bohrungen von Rum und Wörgl stützen. Die letzteren haben inzwischen ihre Beweiskraft verloren. Für die engwelligen Verbiegungen aber ermangelte es von jeher jeder Beobachtungsgrundlage, ganz abgesehen davon, daß solche enge Verbiegungen jeder geologischen Vorstellung widersprechen.

Folgende Tatsachen sind festzuhalten:

1. Das durch die Bohrung von Rum erwiesene Auftreten von Bändertone unter der heutigen Talsohle.
2. Die Höhenkonstanz der Bändertone über der heutigen Talsohle.
3. Die Gleichförmigkeit des Sedimentes unabhängig vom Fundort.

Bändertone und Mehlsande sind aber zumindestens im mittleren Inntal so zahlreich, daß es schwer fällt, ihnen jeweils Einzelseen zuzuordnen. Auf die randliche Lage dieser Vorkommen habe ich schon hingewiesen (siehe S. 265). Betrachtet man den Raum unterhalb Innsbruck, so ergibt sich eine heinahe geschlossene Kette: Bändertone am Hohen Weg, Bändertone nördlich der Mühlauer Brücke, Mehlsand vom Jndenhichl bis Schillerhof, Bändertone am Fuße von Spitz- und Scheibenbichl, Bändertone von Arzl, Mehlsand von Schönblick bis oberhalb Rum. Es schließt eine breite, erosiv bedingte und oberflächlich durch jüngere Ablagerungen verdeckte Lücke an, aber schon mit dem ersten Auftreten von Terrassensedimenten im Hügel von Melans und im Monikahichl sind Mehlsande wieder da. Bändertone

liegt von nördlich Mils bis Fritzens. Die südliche Talseite ist über größere Strecken bis zum Felsuntergrund entblößt. Wo aber die Terrassensedimente mächtiger werden, stellen sich auch schon die Tone und Sande wieder ein: Bänderton ober- und unterhalb der Haller Innbrücke zwischen Häusern und Moser, d. i. über fast 5 km Länge, Mehlsand unterhalb Weerberg. Oberhalb Innsbruck setzt sich diese dichte Besetzung fort: Mehlsand westlich des Großen Gottes, Bänderton in der ehemaligen Ziegelei Tollinger. Von Kranebitten an talauf fehlen nabe der Talsoble Terrassensedimente. An der Südseite des Tales aber liegen die Bändertone bei der Figge, am Blasiusbergl bei Völs, bei Afling, Inzing und Hatting. Dazu kommen die Bändertone der Bohrung von Rum, also Tone inmitten des Inntales unter der Talsoble und Tonvorkommen in der Talebene, bei denen die Zugehörigkeit zu den Terrassensedimenten nicht sichergestellt, wohl aber möglich ist. Bei Heiligkreuz bei Hall wurden in der Talsohle lange Zeit Tone abgebaut. J. Blaas hat sie beschrieben (24, S. 44, 57): Hellgrauer, fast kalkfreier Lehm war bis 8 m Tiefe aufgeschlossen. Er war in 0.5—0.7 m mächtigen Bänken geschichtet. Dazwischen lagen kohlige Lagen von Fingerdicke bis Handbreite, während die Lehmبانke von zahlreichen Wurzeln durchsetzt waren. An Pflanzenresten waren erkennbar: Gräser, verdrückte Stengel mit kurzen Internodien, stark verkohlte Stammstücke von Laubhölzern. Eingestreut waren Flügeldecken von Laufkäfern und Schneckenschalen (nach Gremblich: *Helix nititula* Drap., *Helix strigella* Drap., *Helix rotundata* Müller, *Helix sericea*, var. *globella* Drap., *Limnea* Moq. Taud., *Planorbis contorta* Müller, var. *dispar*, *Planorbis nautilus*, *Succinea oblonga* Drap., *Succinea putris* L., *Achatina lubrica* Brag.). Unter dem Ton waren 1—1.5 m gelber Flußsand, darunter Lehm und grober Kalkschotter aufgeschlossen.

Dieses Tonvorkommen bei Heiligkreuz wurde allgemein als Ablagerung ganz jungen Alters aufgefaßt als Absätze in einem seichten See im Stau des großen Schuttkegels aus dem Halltal (R. v. Klebelsberg, 51, S. 12—16, 54, S. 594; O. Ampferer, 10, S. 70). Zwingende Beweise für die Jugendlichkeit dieses Tones scheinen mir aber nicht gegeben. Dagegen spricht die große Mächtigkeit (nach J. Blaas 8 m) und die Unterlagerung durch gelben Mehlsand, also Mehlsand, wie er den Terrassenmehlsanden, nicht aber den heutigen Innsanden entspricht. Die reichen Pflanzenreste an Laub- und Nadelhölzern können auch für größeres Alter nicht als Gegenbeweis herangezogen werden, finden sich solche doch auch ebenso zahlreich in den Tonen und Sanden von Ampaß (siehe S. 280).

Gleiches gilt im übrigen auch von anderen in der heutigen Inntalsole liegenden Tonen, z. B. bei Inzing (H. Paschinger, 62, S. 60). Auch für sie fehlt der Beweis des jugendlichen Alters. J. Blaas (24, S. 53) erwähnt Bänderton 2 m unter dem Boden des alten Friedhofes von Mariahilf in Innsbruck (Hötting). Wir wissen aber durch die Bohrung von Rum, daß die heutige Inntalsole nur eine geringe Überdeckung mit jungen Schottern hat und daß darunter Ablagerungen folgen, die man den Terrassensedimenten oberhalb der Talsole zuordnen muß und daß gerade unter diesen Tone eine große Rolle spielen.

Die Möglichkeit, daß bei Heiligkreuz, Inzing und auch andernorts in der Inntalsole Bändertone der Terrassensedimente entblößt sind, scheint mir außer Zweifel. Denn die heutige Inntalsole ist im wesentlichen

keine Aufschüttung, sondern ein erosiv gebildeter Talboden (Taf. XXI, Abb. 18).

Für die Frage nach der Größe des Bänderton-Sees bleibt es aber belanglos, ob die Tone der Talsole auch noch den Bändertonen zuzuzählen sind oder nicht. Bänderton und Mehlsand sind im Inntal ober- und unterhalb Innsbrucks so zahlreich, gleichartig und in gleicher Höhenlage erschlossen, daß ihre Ableitung von einem einzigen See sicherlich die zwangloseste Erklärung ist. Auch R. v. Klebelsberg (44, S. 138) nahm einen aus der Gegend von Telfs bis über Schwaz hinab das Inntal füllenden Bänderton-See an.

3. Fossilführung und interglaziales Alter

Wenn das interglaziale Alter der Terrassensedimente in Frage gestellt wurde, so wurde stets auch auf den Seltenheitswert hingewiesen, den organische Reste in denselben haben. Aber sind sie wirklich so selten? Auch die Höttinger Breccie lieferte nur an einigen wenigen Stellen Pflanzenabdrücke und doch wurde von niemandem der interglaziale Charakter dieser Breccie am S-Hang der Innsbrucker Nordkette angezweifelt, wenn auch H. Paschinger (61, S. 45) eine in wärmerer und eine in kühlerer Zeit gebildete Höttinger Breccie unterscheiden zu können glaubt.

Berücksichtigt man, daß die Terrassensedimente See- und Flußablagerungen sind und daß in ihnen daher Fossilgehalt fast stets in sekundärer Lagerung auftritt, daß weiters dadurch die Erhaltungsbedingungen herabgemindert sind, so ist die Zahl bis jetzt festgestellter organischer Reste durchans nicht so gering.

Im Bänderton von Inzing (siehe S. 268) wurde der Elch (*Alces* cf. *alces* L.) festgestellt. H. Paschinger (62, S. 58) hat zwar die Lagerungsbedingungen als nicht interglazial aufgefaßt. Ich kann mich aber seiner Auffassung nicht anschließen, sondern behaupte mit aller Entschiedenheit, daß der Knochen sicher dem Verbands der Terrassensedimente (Bänderton) angehört. Er ist nur nachträglich bei einer rezenten Hangleitung verlagert worden (siehe S. 270).

Der Bänderton am Arzler Kalvarienberg bei Innsbruck hat schon zweimal einen Fossilrest freigegeben. Zuerst war es ein in der Schichtfläche liegender Salmonide (R. v. Klebelsberg, 44, S. 137) und dann ein Geweihrest von *Cervus elaphus* L., basaler Teil einer Geweihstange, bestimmt von H. Zapfe (siehe S. 288; R. v. Klebelsberg, 47, S. 378).

Im Bänderton des Ölberges (oberhalb Hötting) hat J. Blaas (24, S. 33) reiche Pflanzenführung festgestellt (Lignit und Zapfen von *Pinus pumilio*, siehe S. 286). An der Genauigkeit der Blaas'schen Beobachtung ist nicht zu zweifeln, ebensowenig daran, daß auch diese Fossilfunde aus sicheren Terrassensedimenten stammen.

Ähnliche Pflanzenführung (Reste von Laub- und Nadelhölzern) hat J. Blaas (26, S. 37; 78, S. 84—87) in Tonen und Sanden bei Ampaß festgestellt. Ich konnte durch eine neue Fundstelle (siehe S. 281) beweisen, daß es sich hier um echte Terrassensedimente handelt.

Holzkohle und Schneckengehäuse führt Mehlsand im Hangenden von Schottern nördlich Schönberg am Burgstall (W. Heißel, 31, S. 454). Auch diese Fossile liegen, wie ich mich auch neuerlich überzeugen konnte, sicher in den Terrassensedimenten.

Ähnliches habe ich auch in Mehlsanden am Matreier Schloßberg (Silltal) beobachtet (W. Heiße, 31, S. 451), wenn ich auch damals mich der Zugehörigkeit zu den Terrassensedimenten nicht ganz sicher gefühlt habe. Heute bezweifle ich diese Zugehörigkeit nicht mehr.

In der Schottergrube des Schotterwerkes Mils (siehe S. 293) fand sich ein großes Knochenbruchstück. H. Zapfe hat es als distales Ende des linken Femurs eines Paarhufers bezeichnet. Nach der Größe und so weit an den schlecht erhaltenen Resten morphologische Merkmale erkennbar, ist Elch (*Alces* cf. *alces* L.) wahrscheinlich. Dieser Knochenrest lag in sicheren Terrassenschottern.

Aus derselben Schottergrube, jedoch aus Terrassen-Mehlsanden stammt ein Holzrest, den E. Hofmann als Koniferenholz, vermutlich *Picea*, bestimmte (siehe S. 293).

Außerdem fand ich in denselben Mehlsanden einen kleinen Röhrenknochen, wohl von einem größeren Vogel stammend, der aber so verwittert war, daß er beim Bergen ganz zerfiel.

Aus der Gegend von Hopfgarten sind schon seit langem (J. Blaas, 27, S. 91) Holzreste aus einem in Terrassenschottern liegenden 1-75 m mächtigen Torflager bekannt (vgl. dazu das Torflager bei der Mühlauer Innbrücke, siehe unten). Durch Pollen sind *Picea* und *Pinus* nachgewiesen (F. Firbas, 30, S. 261—277). Der Torflager hat nach Blaas im unmittelbar Liegenden und Hangenden blaugrauen Ton, wohl Bänderton, darüber und darunter Terrassenschotter.

Schließlich wurde bei Kufstein ein großer Stoßzahn vom Mammut gefunden (W. Heiße, 32, S. 196—197). Auch seine stratigraphische Stellung steht sicher.

Mittelbar wird das Vorhandensein von organischer Substanz durch eine Beobachtung von J. Blaas (24, S. 15—16) aus den Bändertonen des Arzler Kalvarienberges bewiesen. Blaas beschreibt rundliche Vertiefungen auf den Schichtflächen des Tones, die sich in den überlagernden Schichten wiederholen und durch feine Risse von Schicht zu Schicht in Verbindung stehen. Blaas erklärt sie als sicher durch ruckweise emporsteigende Gasblasen erzeugt. Diese Gasblasen setzen aber verwesende organische Reste zu ihrer Bildung voraus.

Neben diesen sicheren Belegen organischen Lebens in den Terrassensedimenten gibt es aber noch eine große Zahl von Beobachtungen, bei denen die Lagerungsverhältnisse nicht so klar liegen. Da sind vor allem Blaas' Funde in der Norer'schen Schottergrube in Mühlau. Sicher ist, daß der Judenbichl, an dessen Hang die genannte Schottergrube gelegen ist, aus Terrassensedimenten besteht (siehe S. 286). Es ist ebensowenig bewiesen, daß diese Funde ganz oder teilweise aus Terrassensedimenten stammen, wie es umgekehrt ebensowenig bewiesen ist, daß sie nicht in ihnen gemacht worden sind, sondern aus jüngeren Ablagerungen stammen.

Ganz in der Nähe ist schon lange beim Nöckelbrunnen ein Torflager bekannt (A. Pichler: Beiträge zur Geognosie von Tirol. Zeitschr. d. Ferdinandeums, Innsbruck 1883, III. Folge, S. 47. J. Gremblich: N. Jb. f. Min., 1873, S. 612. J. Blaas, 26, S. 37). Dieses Torflager wurde gelegentlich des Umbaus der Auffahrt nach Mühlau beim Neubau der Mühlauer Innbrücke in den Jahren nach 1930 wieder freigelegt, aber leider nicht mehr

untersucht. Seine Beziehung zu sandigen Tonen im Liegenden ist ungeklärt.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. R. v. Klebelsberg zeichnete sich das Torflager durch starke Gasführung aus. Auch der Mineralgehalt der Quelle für das wenig oberhalb liegende Mühlauer Badl dürfte mit ihm zusammenhängen.

Deutet schon die Lage am Fuße eines ziemlich steil ansteigenden Hanges darauf hin, so läßt auch ein Zusammenhang mit der Badquelle darauf schließen, daß das Torflager tiefer in das Gehänge hineingreift. Ist dies aber der Fall, darf man auf größeres Alter desselben schließen.

Für einen im Höttinger Schuttkegel gefundenen Mammut-Stoßzahn hat schon R. v. Klebelsberg (41, S. 261) darauf hingewiesen, daß er mit dem Schutte umgelagert, ursprünglich aber wohl in Terrassensedimenten gelegen ist.

H. Paschinger (62) erwähnt Holzreste aus den Tonen von Inzing. Auch hier besteht die Möglichkeit, daß sie aus Terrassensedimenten stammen. Jedenfalls spricht die starke Verkohlung mehr dafür als dagegen.

Für Riß-Würm-interglazial wurden auch der Höhlenlehm der Tischofer Höhle im Kaisertal und seine reiche Fossilführung gehalten. Ich habe schon einmal darauf hingewiesen (W. Heißel, 36), daß in der Riß-Würm-Zwischeneiszeit das Inntal bei Kufstein bis mindestens 680 m, wahrscheinlich weit höher, zugeschottet war. Daher war auch die 594 m hoch gelegene Tischofer Höhle unter den Schottern hegrahen. Der über einer dünnen Lehmschichte (bis 20 cm) mit Bachgeröllen liegende, 1,5—3 m mächtige Höhlenlehm enthielt zahllose Knochen der verschiedensten Tiere, unter denen die Reste des Höhlenhären weitaus vorherrschen (rund 200 erwachsene und 180 jugendliche Tiere). Dazu kommen Wolf, Fuchs, Höhlenhyäne, Höhlenlöwe, Rentier, Gemse, Steinbock und Alpenmurmeltier. Dieser knochenführende Höhlenlehm wurde von einer Schichte grauen Lettens überdeckt, darüber fanden sich reichlich Spuren des neolithischen und bronzezeitlichen Menschen. Nachdem Riß-Würm-Zwischeneiszeit für den Höhlenlehm ausgescheidet, da zur damaligen Zeit die Höhle gar nicht frei gelegen ist, lassen sich die Höhlenablagerungen ganz zwanglos in die Postwürmzeit einordnen. Der graue Letten ist abgesetzte Gletschertrübe von Seblerngletschern im Kaisertal. Der Höhlenlehm dürfte überwiegend aus der Zeit zwischen Würmeiszeit und Schlernzeit stammen. Die nachschlernzeitlichen anthropogenen Reste schließen bereits an die Gegenwart an.

Auch das Ausmaß der Tiefenerosion des Kaiserbaches — der schlernzeitliche Bach konnte noch in der Höhle Gletschertrübe ablagern — ordnet sich vollständig der Größe der schlernzeitlichen und nachschlernzeitlichen (Gschnitz—Daun) Tiefenerosion ein, wie sie uns auch in den großen Trockentälern entgegentritt.

Es ist noch darauf hinzuweisen, daß auch durch Pollenuntersuchungen (F. Firbas, 30) Hinweise über die Flora der Terrassensediment-Zeit gemacht wurden. Allerdings scheinen mir die aus solchen Untersuchungen gezogenen Rückschlüsse über Klima und Vegetation oft zu weitreichend. Denn einerseits ist die Vegetation außer vom Klima auch vom Standort und Boden weitestgehend abhängig, andererseits sind die in der Luft so leicht verfrachtbaren Pollen nicht standortbeständig. Als Beispiel sei auf die heutigen Unterschiede der Vegetation im Inntal bei Innsbruck verwiesen:

Fichten-Buchenmischwald am Hange der Nordkette und Föhrenwald am Silltalgebänge östlich des Plumesköf. Eine rezente Ablagerung etwa am Sonnenburger Hof würde ein Vorherrschen von Pinuspollen ergeben, mit der Schlußfolgerung eines mehr kühlen Klimas. Eine rezente Ablagerung bei Rinn würde vielleicht sogar zeitweise Spitzen von *Pinus cembra* zeigen, deren Pollen bei Föhn aus den Zirbenwäldern des Glungezer eingeweht worden sind, mit der Schlußfolgerung auf vielleicht alpines oder boreales Klima und gleichzeitig würde eine rezente Ablagerung auf der Hungerburg Buchenmischwald und die Folgerung auf mildes Klima ablesen lassen. Alle drei hier angenommenen Pollenspektren wären aber gleichzeitig entstanden unter ein und demselben Klima an Standorten, die nur wenige Kilometer voneinander entfernt sind. Diese Überlegung zeigt, daß Pollenführung in einem Sediment nur fossilmäßigen Wert hat, für Klimarekonstruktionen aber nur mit großer Vorsicht herangezogen werden darf.

Faßt man die bisher hekannten Fossilfunde in Terrassensedimenten zusammen, so ergibt sich aus ihnen, daß sie alle sehr gut zusammenpassen und uns ein Floren- und Faunenbild geben, das etwa den heutigen klimatischen Verhältnissen im Inntal entspricht: Nadelwald bis Mischwald mit entsprechender Waldfauna. Man ist daher zur Annahme berechtigt, daß entsprechend diesem Klima die Vergletscherung der Alpen auch nicht stärker als heute gewesen sein kann und daß die durch solchen Fossilgehalt gekennzeichneten Ablagerungen echte Interglazialablagerungen sind.

Man könnte nun einwerfen, daß alle Fossilfunde in Seetonen und Sanden gemacht wurden, die ja nur die unteren Teile des gesamten Schichtkomplexes umfassen. Für die oberen Teile mit vorherrschend Flußschottern wäre aber dieser Beweis noch nicht zu erbringen.

Es wurde aber schon darauf hingewiesen, daß dieser Mangel an Fossilien in den Sedimentationsbedingungen der Schotter seine Ursache hat.

Als Merkmale die für eine Abtrennung von Teilen des Schotterkomplexes als nicht Reiß-Würm-interglazial, sondern würmglazial beeinflußt sprechen, gelten das Auftreten von Grundmoränenlagen mit gekritzten Geschieben im Verhände der Schotter, sowie die örtlich stark gestörte mehr wirre Lagerung derselben. Bei den Grundmoränen wie bei den gestört liegenden Schottern handelt es sich aber stets um die viel jüngeren Ablagerungen der Schlernzeit, die in ein in die Terrasse eingeschnittenes Relief eingebettet wurden. Sie liegen nicht in, sondern auf den Terrassensedimenten.

Dort, wo ungestörte Überlagerung der Schotter über den Seesedimenten vorliegt, herrscht so inniger Verband zwischen beiden Schichtgliedern ohne die Spur eines trennenden Hiatus, daß eine Abtrennung der Schotter nicht gerechtfertigt ist. Außerdem kann man aus dem Mangel an Fossilien noch keinen Beweis für eine etwa glaziofluviale Entstehung führen. In diesem Zusammenhang ist nochmals auf die Einförmigkeit und Einheitlichkeit auch der Schotter im gesamten Talraum hinzuweisen, ein Umstand, der für eine rein fluviale und gegen eine glazial beeinflusste Ablagerung spricht. Hinweise auf Erosionsphasen innerhalb der Terrassensedimente widersprechen dieser Auffassung nicht. Nirgends fanden sich bis jetzt in Terrassenschotteru (nach Abzug der schlernzeitlichen Ablagerungen) geschrammte Geschiebe, stets ist die Natur des Flußgerölles eindeutig. Gelegentliche Einschlüsse größerer Gesteinsblöcke (O. Ampferer, 18) in Terrassen- (nicht Schlern-)schottern liegen so oberflächlich und nahe der

Grundmoränendecke, daß sie auch von dorthier bezogen werden können. Bei einer Gegenüberstellung aller Gesichtspunkte, die trennend und gegen die Einheitlichkeit des Komplexes der Terrassensedimente sprechen und jener, die verbindend und für eine solche sprechen, überwiegen die letzteren bedeutend.

Auf Grund der Stratigraphie und Fossilführung ist daher der gesamte Komplex der Terrassensedimente als interglaziale Ablagerung zu werten, mit Riß-Moräne im Liegenden und Würm-Moräne im Hangenden, also Riß-Würm-interglazial.

Was nun die Oberflächenformen betrifft, die Anlaß zur Deutung als Bildungen am Eisrande gegeben haben und damit zu einer Abtrennung eines Teiles dieses Schichtkomplexes als nach der Entstehung nicht interglazial, sondern glaziofluvial oder periglazial und nach dem Alter nicht Riß-Würm-interglazial, sondern spätwürm, so wurde in den vorhergehenden Abschnitten bewiesen, daß es sich, so weit echte Periglazialformen vorliegen, diese den Schlerngletschern angehören. Sie sind daher zeitlich viel jünger. Die an den Inntalterrassen so häufige Terrassierung und Stufung ist keine Folge des Staues an einem die Talfurche füllenden Gletscherrest, überhaupt keine akkumulative Erscheinung, sondern rein erosiv: ehemalige Flußterrassenränder. Welcher Unterschied bestünde auch zwischen einer solchen Terrassenhöschung auf der Höhe der Inntalterrasse und einer in der Tiefe der heutigen Talsohle (z. B. Umgebung von Igls—Patsch und vierstufige Terrassentreppe bei Agenbach). Es sind vollkommen entsprechende Erscheinungen. Verschieden ist nur die orographische Höhenlage und das Alter.

Der Schatz an Kleinformen in der Inntalterrasse ist nicht im Riß-Würm-Interglazial oder zur Würmeiszeit gebildet. Er ist jünger und daher auch kein Beweis für eine nicht interglaziale Entstehung der Terrassensedimente.

Es zeigt von der Güte der Beobachtung A. Penck's (63, S. 81), daß er die Längsterrassen bei Patsch und Igls für Gschnitz-zeitlich gehalten hat. Damals war der Schlernstand noch nicht bekannt und alle tiefreichenden Gletscherstände der Gschnitz-Zeit zugeordnet. Heute erkennen wird diese Terrassierung als schlernzeitlich.

4. Über die Ursachen der Sedimentation der Terrassensedimente

Die Ursachen, die zur Ablagerung dieser mächtigen Ton-Sand-Schotterfolge geführt haben, seien hier nur kurz gestreift. Es seien nur zwei Beobachtungstatsachen hervorgehoben und die theoretische Erklärung zurückgestellt.

Es wird jetzt wohl ziemlich allgemein anerkannt, daß die Veranlassung zur Ablagerung solcher großer Schottermassen in weiträumigen Senkungen zu suchen ist, denen wieder entsprechende Hebungen folgten. Dafür spricht die weite Verbreitung solcher Aufschüttungen auch in anderen Alpentälern (vgl. R. v. Klebelsberg, 53, S. 219; 55, S. 61). Dazu kommt, daß die Terrassensedimente am Alpenrand frei in die Luft ansstreichen. Sie müssen demnach im Alpenvorland eine Fortsetzung gehabt haben, die später erosiv entfernt worden ist.

Früher nahm man Talverbiegungen an (A. Penck, O. Ampferer). Für eine Abwärtsbiegung der Inntalsole wurde besonders die vermutete Rückfälligkeit des Talbodens in Fels als Beweis herangezogen. Für eine solche Rückfälligkeit liegen aber bis jetzt gar keine sicheren Befunde vor (siehe S. 267). Damit fällt eine sinngemäße tektonische Talverbiegung wie auch eine glaziale wannenförmige Übertiefung.

Die zweite Tatsache ist, daß sich auch aus der Oberkante der Terrassensedimente keine Rückschlüsse auf eine Verbiegung ziehen lassen. Ein Längsprofil durch das Inntal zwischen Mötztal und dem Alpenrand zeigt, daß die einzelnen Terrassenstücke zum Teil ganz beträchtliche Unterschiede der Höhenlage aufweisen. Diese Höhenwerte sind abhängig von der Lage im Talraum. Weiter gegen die Talmitte vorreichende Terrassen liegen mit ihrer Kante vielfach niedriger als schmale, stärker gegen den Berghang zurückerodierte. Die Höhe der Terrassenoberfläche ist vor allem vom Ausmaß der würmglazialen Erosion abhängig. Deshalb liegt die Terrassenoberfläche bei Innsbruck zwischen 800 und 900 m, im Unterangerberg und bei Häring zwischen 600 und 700 m. Daß aber auch im Unterinntal die Zuschüttung in der Riß-Würm-Zwischeneiszeit höher reichte, beweisen die Schotterreste in den Seitentälern (Brandenberg ober 900 m, Spertental bis 900 m, Ellmauer Sattel ober 800 m, Thiersee bis 1000 m). Noch bei Erl reichen die Schotter bis 850 m hinauf. Die ursprüngliche Einschüttungshöhe dürfte im ganzen Inntal unterhalb Mötztal bei 900 m gelegen sein.

Im Inntal zeigen die beiden letzten Interglaziale eine auffällige Gleichheit. In beiden wurde eine beträchtliche tiefere Talsole hoch aufgeschüttet. Aus dem älteren Interglazial sind diese Aufschüttungen der Talsole nur mehr rudimentär als Konglomeratreste erhalten. Aus dem jüngeren Interglazial stammen die Inntalterrassen. Auch das ältere Interglazial zeigt Ablagerungen, die, wie das Vorkommen am Biberhügel bei Brannenburg beweist, frei in die Luft austreichen. Auch hier ist die ehemalige Fortsetzung im Alpenvorland erosiv abgetragen.

Die beste Erklärung für die Verschüttung der Alpentäler bietet die Lehre der Glazialisostasie. In dem durch die Mindel-Eiszeit niedergedrückten Talraum erfolgte die Emschotterung des Mindel-Riß-Interglazials. Die nachfolgende Hebung dürfte noch vor der Riß-Eiszeit verstärkte Erosion bedingt haben, die die Talfüllung weitgehend zerstörte. In den rißeiszeitlich niedergebeugten Talraum wurden die Riß-Würm-interglazialen Terrassensedimente eingeschüttet. Wohl schneiden die Würm-Grundmoränen die Terrassensedimente schräg und reichen vielfach an den Terrassenhängen weit herab. Dies setzt eine der Würmeiszeit vorangegangene Erosion der Terrassensedimente voraus. Jedoch ist die heutige Form der Inntalterrassen großenteils das Werk einer jüngeren Zerschneidung, die mit der Schlernzeit zusammenfällt. Diese neuerliche beträchtliche Aktivierung der Erosionstätigkeit ist nicht allein die Folge einer stärkeren Wasserführung der Flüsse durch die Schlerngletscherbäche, sie setzt auch eine Hebungsphase voraus. War diese Hebungsphase etwa auch mit Ursache des Schleruvorstoßes?

IV. Der Würmtalboden und der abschmelzende Würmgletscher

Der Talboden des Inntales, wie er nach dem Schwinden des würmeiszeitlichen Gletschereises ausgesehen hat, läßt sich ganz gut aus der Verbreitung der Würm-Grundmoräne und aus dem erosiv nicht stark zerstörten

Stücken der Inntalterrassen erkennen. Diese Terrassenstücke sind vor allem der Gnadenwald, die Terrasse von Sistrans—Rinn—Tulfes, aber auch der Unterangerberg zwischen Breitenbach und Maria Stein. Hier sind die Terrassenflächen zum Teil lückenlos von Grundmoräne überzogen und vom darübergleitenden Gletschereis in langen flachen Rücken und Mulden überformt. Die Ausnahme, daß auch die übrigen Terrassenflächen gleich ausgesehen haben, ist jedenfalls berechtigt.

An einigen Stellen zeigt sich am Absteigen der Würm-Grundmoränen-decke, daß der Würmtalboden flach gegen die Talmitte abstieg. Eine solche Stelle ist am Kienberg südlich Hall gegeben. Dieser wird durch das Zimmertal von der eigentlichen Terrassenfläche von Rinn getrennt. Er bildet einen lang gestreckten Rücken, der von Terrassensedimenten

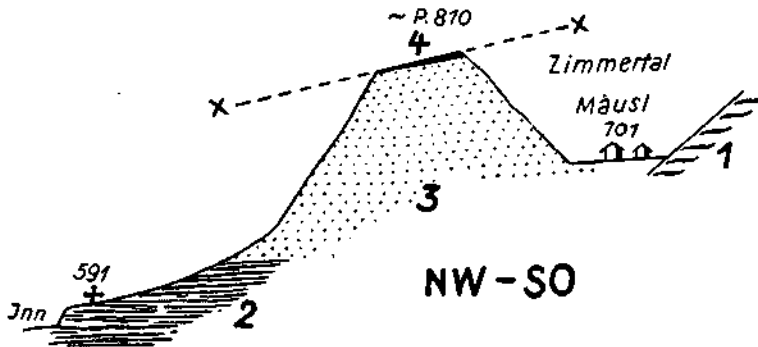


Abb. 19: Rest des Würm-Talbodens am Kienberg bei Hall i. T.

- | | |
|-------------------------------------|--|
| 1 = Quarzphyllit | } R—W interglaziale Terrassensedimente |
| 2 = Bänderton. | |
| 3 = Schotter | |
| 4 = Würm-Grundmoräne | |
| + = Flächenrest des alten Talbodens | |

aufgebaut wird. Er wird von einer schräg inntalwärts absteigenden Fläche gekrönt, die durch Grundmoräne und viele große Erratica als Rest des Würmtalbodens gekennzeichnet ist. Diese schräg inntalwärts abfallende Fläche zeigt deutlich die Neigung des ehemaligen Talbodens an (siehe Abb. 19).

Tiefste sichere Reste von Würm-Grundmoräne liegen südlich Innsbruck beim Sonnenburger Hof und an der Viller Straße bei 680 m. Wir dürfen annehmen, daß der Würmboden des Inntales sich von den beiderseitigen Terrassen zu einer flachen Wanne geformt hat, einer Form, wie sie für ein ehemaliges Gletscherbett auch zu erwarten ist. Schroffe Taleinschnitte dürften gefehlt haben. Auch die enge Furche der Sillschlucht war noch schottererfüllt und die beiden Epigenesen am Berg Isel und Sonnenburg-Hügel sind erst später geschaffen worden.

Es fällt im ganzen Talbereich auf, daß wohl häufig und oft über weite Strecken die Moränen des Gletscheruntergrundes zu finden sind, also Ablagerungen, die im wesentlichen aus der Zeit des Hochstandes der Würmeiszeit stammen. Aber nirgends finden sich Schuttmassen, die aus der Zeit des Schwindens dieser Vergletscherung abzuleiten sind. Auch dort, wo

der alte Gletscheruntergrund noch ursprünglich erhalten ist, liegt wohl Grundmoräne und einzelne größere Erratica sind darübergestreut oder auch in Nestern angereichert, aber größere geschlossene Schuttmassen, wie man sie von einer eiszeitlichen Großvergletscherung erwarten möchte und wie sie auch wohl der Vorstellung H. Bobek's (28) entsprächen, fehlen vollkommen. Hat der abschmelzende Würmgletscher größere Schuttmassen zurückgelassen, so müßten sie sich gerade dort am besten erhalten vorfinden, wo der Gletscheruntergrund am ursprünglichsten erhalten ist, also im Gnadenwald, bei Rinn oder im Unterangerberg. Dieser Mangel an Schuttmaterial des abschmelzenden Würmgletschers ist eine Erscheinung, die nicht auf das Inntal beschränkt ist. Sie ist allen ehemals vergletscherten Tälern eigen. Es ergibt sich somit die Frage, wohin diese Schuttmassen gekommen sind. O. Ämpferer hat aus ihrem Nichtvorhandensein auf eine große postwürme Erosionsperiode geschlossen und diese als Beweis für die Selbständigkeit seiner Schlußvereisung aufgefaßt. Hat aber der abschmelzende Würmgletscher überhaupt große Schuttmassen hinterlassen?

Zur Zeit seines Höchstausmaßes stand das Würmeis derart hoch in den Tälern, daß von den heute höchsten Bergkämmen nur noch niedere Grate die Eisoberfläche überragten. Zwischen diesen Graten breiteten sich viele kilometerweite Eisflächen. Hauptschuttlieferant sind aber gerade die die Eisfläche überragenden Felswände, an denen der Spaltenfrost ständig Gesteinspartien lösen kann, die auf die Gletscherzunge niederstürzen. Da aber im alpinen Eisschild kaum nennenswerte solche Felswände aufragten, muß dieser Eisschild auch fast schutfrei gewesen sein, so wie dies heute auch noch beim grönländischen Inlandeis der Fall ist (siehe R. v. Klebelsberg, 52, S. 475).

Nachdem, wie allgemein angenommen wird, die eiszeitliche Schneegrenze 1200 m unter der heutigen gelegen ist, lag auch am Alpenrand bei Kufstein die Eisoberfläche noch beträchtlich ober der Schneegrenze. Daraus läßt sich folgern, daß das Einzugsgebiet des Würmgletschers derart groß war, daß nur eine sehr kräftige und wohl auch plötzliche Klimaänderung den „Rückzug“ einleiten konnte. Mit dem Schwinden der Firnzufuhr kam aber auch die Bewegung des Eises zum Stillstand oder wurde wenigstens stark herabgemindert, so daß der abschmelzende Gletscher auch keine Schuttmassen weitertragen konnte. Der mächtige Eisschild ist langsam in sich zusammengesunken und weggeschmolzen. Da er nicht mit viel Gesteinsmaterial bedeckt gewesen sein kann, konnte er auch keines zurücklassen.

G. Mutschlechner (60) hat mehrfach aus dem Inntalraum sehr hochliegende feinkörnige Ablagerungen beschrieben, die er als Auswehungen auf Felsflächen auffaßt, die die Eisoberfläche überragten. Hier wäre aber noch zu prüfen, inwieweit nicht Teile dieser Ablagerungen statt Glazialrelikte Reste der Augensteinlandschaft sind. Jedenfalls kommen solche glimmerreiche Sande auch auf dieser und eindeutig zu dieser gehörend wiederholt vor (z. B. am Hochkönig).

Es hat demnach wahrscheinlich keine großen Schuttmassen aus der Rückbildungszeit der Würmvergletscherung gegeben. Daß es die Eisrandterrassen im Sinne H. Bobek's (28) nicht gibt, habe ich schon in den vorhergehenden Abschnitten nachgewiesen. Soweit randglaziale Bildungen vorkommen, stammen sie von Lokalgletschern der Schlernzeit.

V. Die Schlernzeit

Seit im Jahre 1927 R. v. Klebelsberg (40) das „Schlern-Stadium“ für besonders tiefreichende Halte von Lokalgletschern aufstellte, hat sich die Kenntnis über die Verbreitung derselben ganz wesentlich vergrößert. 1942 konnte R. v. Klebelsberg selbst eine Übersicht über die Verbreitung dieser Gletscher in den Ostalpen geben (49). Jede neuere Untersuchung auf diesem Gebiet bringt neue Kenntnis von der weiten Verbreitung dieses Gletscherhaltes. Überall an den Hängen des Inntales und in den größeren Seitentälern finden sich seine Ablagerungen. Stets sind diese Schlerngletscher, sofern nur die Erhebung des Einzugsgebietes genügend hoch über die damalige Schneegrenze emporreichte, bis nahe an die heutige Inntalsole, meist bis auf die Inntalterrassen herabgestiegen und haben dort in Form von Wällen, die vielfach in Resten vorhanden sind oder in Sander- und Blockschüttungen (22) und in Erosionsformen ihre Spuren hinterlassen. Wo heute noch bei geeignetem Einzugsgebiet Schlerngletscherhalte nicht bekannt sind, liegt dies nicht daran, daß sie dort fehlen, sondern dort noch nicht untersucht worden sind.

Die Hinterlassenschaft der Schlernzeit wurde schon in den Einzelkapiteln des Abschnittes II dieser Arbeit ausführlich beschrieben. Hier sei anschließend die Vergletscherung des Glungezer-Kammes geschildert, denn seine Moränen sind besonders deutlich entwickelt und lassen eine exakte Altersbestimmung zu. Außerdem stehen seine Schlernstände in besonders engem und klarem Verband zu Erscheinungen der Oberfläche der Inntalterrassen (Trockentäler).

1. Die Lokalvergletscherung des Glungezer-Kammes

Westlich und östlich Rinn liegen sehr gut erhaltende Wallreste je eines Gletschers vom Glungezer, der bis auf die Inntalterrasse herabreichte.

Westlich Rinn ziehen östlich des Aigeseck (998 *m*) drei Walleisten zwischen 980 und 940 *m* hangabwärts. Im Vorfeld schließen Sanderschotter an (siehe S. 283). Weitere Wallstücke liegen höher oben im Wald. Eines davon verursacht unterhalb des Totenbrünnl einen erkerartigen Vorsprung im Wald. Der neu angelegte Güterweg zur Aldranser Alm entblößt hier grobblockigen Schutt des Glungezer (Quarzphyllit und Altkristallin), doch scheinen die Wälle zum Teil auch auf Würm-Grundmoräne zu liegen. Wenig oberhalb wird durch einen flachen, quer am Hang entlang laufenden Wall eine sumpfige Mulde abgedämmt (Viehstall). Der größte Wallrest liegt wenig östlich. Es ist ein langer, zum Teil hoher senkrecht den Hang herankommender Uferwall. Er setzt ober 1200 *m* ein. P. 1131 liegt auf ihm.

Bei all diesen Wällen ist ihr Wesen als Ufer- und Endmoränenreste ganz deutlich. Wenn sich auch das geschlossene Zungenende nicht mehr eindeutig aus ihnen ergänzen läßt, so weisen sie doch klar auf ein Gletscherende zwischen 900 und 1000 *m* hin, von einem Gletscher, der aus dem Bereich von Viggarspitz (2307 *m*) über die Aldranser Alm herabreichte. Um ein noch genügend großes Nährgebiet zu erhalten, muß man diesem Gletscher wohl eine Schneegrenze bei höchstens 1800 *m* zuweisen.

Östlich Rinn liegen entsprechende Wallreste heiderseits des Lavirnbaches. Westlich der Säge an der Straße nach Tulfes lösen sich zwei hohe Schultern vom Berghang. Sie treten auch in der Isohypsenzeichnung der

Karte deutlich hervor. Auch am O-Ufer des Baches liegt ein entsprechender Wall. Bei diesen Wällen handelt es sich sicher um stürnnahe Uferwallreste, die ein Zungenende bei 900 *m* anzeigen. Ob die Kuppe 931 ein Wallrest oder der Rest eines höheren Schuttkegels ist, ist mangels an Aufschlüssen nicht zu entscheiden. Höhere Wallstücke liegen bei Oberlavirnbad zwischen 980 und 1060 *m*. Die Moränenwallnatur ist in allen Fällen eindeutig. Sie sind die Ablagerungen einer Gletscherzunge, die vom Glungezer dem Lavirnbach folgend herabgestiegen ist. Mit einer Schneegrenze bei 1800 *m* erhält man ein Nährgebiet, das für eine so tiefreichende Zunge ausreichend ist.

Moränenschutt ohne Wallform liegt auch am Waldrand unmittelbar oberhalb Rinn. Bei der Gleichartigkeit der Lage darf auch für diesen Schutt gleiche Entstehung angenommen werden. Die zugehörige Gletscherzunge dürfte dem Kreßbach herabgefolgt sein.

Der durch Taleinschnitte kaum gegliederte Glungezer-Hang scheint überhaupt zur Schlernzeit stark von Eislappen bedeckt gewesen zu sein, ohne daß diese stets Wälle hinterlassen hätten. Jedenfalls deutet die starke Bedeckung des ganzen Hanges mit Blockschutt darauf hin.

Rund 500 *m* höher als die Wälle bei Oberlavirnbad liegt im Wald eine weitere Wallgruppe. Besonders lang und schön ausgebildet sind zwei linksseitige Uferwälle. Der äußere Wall setzt unterhalb der Felsen des P. 1844 bei 1800 *m* Höhe ein und zieht als kräftiger Rücken über P. 1725 und P. 1595 bis 1550 *m* hinab. Ein zweiter parallel dem ersten laufender Wall setzt schon bei 2000 *m* an und führt hin und hin deutlich als Wall zu erkennen hangab. Der innere Wall ist etwas weniger mächtig, jedoch sind beide so hoch, daß sie in der Isohypsenzeichnung der Karte stark hervortreten. Auch der innere Wall biegt wie der äußere bei 1700 *m* allmählich gegen den Lavirnbach ab und endet bei 1580 *m*. Vor beiden Wallenden liegt eine deutliche Verebnung. Kürzere und weniger deutliche Reste rechtsseitiger Uferwälle liegen in einem Schlag und einer Zirbenaufforstung südlich der Amtshütte zwischen 1770 und 1670 *m*. Diese Moränenwälle lassen klar Gletscherzungen erkennen, die bei 1550 und 1580 *m* gelegen sind. Die Umrisse dieser einstigen Gletscherzunge treten heute auch noch durch den Baumbestand deutlich hervor. Der ehemalige Gletscherbereich ist von Zirbenwald bestanden, außerhalb der Zunge wächst Fichten- bis Fichten-Zirben-Mischwald.

Zur Ernährung dieses Gletschers ist eine Schneegrenze bei 2100 *m* nötig.

Eine dritte nächst höhere Wallgruppe liegt im Bereich der Tulfein-Alm (2035 *m*). Westlich dieser Alm baut mächtiger Moränenschutt die Kuppe P. 2031 und die westlich liegenden Verebnungen auf. Hier wird ein Hauptgletscherhalt abgebildet. Vom Tulfein Jöchel (2303 *m*) gegen die Alm zieht eine Ufermoräne, auf die unterhalb 2100 *m* mehrere kleine Stirnbögen folgen. Ein etwas höherer solcher Wall liegt in der Mulde unterm Tulfein Jöchel bei 2140 *m*. Alle diese Wälle sind noch vollkommen bewachsen. Ihrem Gletscher liegt eine Firnlinie zwischen 2300 und 2400 *m* zugrunde.

Noch höhere Wälle liegen nächst der Schafler Hütte 2277. Hier liegt ganz am Berghang ein höherer wenig begrünter Blockwall. Zwischen ihm und der Hütte ziehen mehrere niedere gut begrünzte Wälle (wohl Seitenwälle) abwärts. Die Anordnung dieser Wälle macht es fast wahrscheinlich, daß zur Zeit ihres Gletschers östlich der Schafler Hütte gegen das Volderer

Tal noch ein höherer Bergrücken nach Art des Tulfein Jöchl war. Für diese Wälle würde eine Schneegrenze bei 2500 *m* genügen.

Wenn man vorerst diese höchsten Wallreste außer Betracht läßt, so ergeben sich drei Wallgruppen: Eine tiefste mit einer Schneegrenze bei 1800 *m*, eine mittlere mit 2100 *m* und eine obere mit 2300—2400 *m* Schneegrenzhöhe. Damit ordnen sich diese einstigen Gletscherenden vollkommen zwanglos der bekannten Stufenleiter Schlern, Gschnitz, Daun zu. Zählt man ihrer jeweiligen Schneegrenzhöhe die entsprechende Depression von 900, 600, bzw. 300 *m* zu, so erhält man als rezente Schneegrenze stets 2700 *m*. Dieser Betrag entspricht auch den wahren Verhältnissen, besonders wenn man für die nordseitigen Gletscher noch die Exposition mitherücksichtigt. Der Glungezer, an dessen N-Seite die Gletscher lagen, hat eine Höhe von 2678 *m*. Wenig südlich war am Rosenjoch bis vor wenigen Jahrzehnten noch ein kleines Firufeld ganzjährig vorhanden. Und auch 1953 noch überdauerte die Schneewächte in der Kamm-Mulde bei der Glungezer Hütte den ganzen Sommer und Herbst, ein Zeichen, daß wir uns nahe der heutigen Schneegrenze befinden.

Es ergibt sich somit eindeutig, daß die Gletscherenden bei Rinn bei 900 *m* von Schlern-, jene bei der Amtshütte bei 1550—1580 *m* von Gschnitz- und jene auf der Tulfein-Alm bei 2030—2150 *m* von Daungletschern des Glungezer stammen. Der kaum begrünzte Blockwall bei der Schafler Hütte und vielleicht auch die ihm vorgelagerten begrünzten Wälle dürften wohl dem Egesen-Stadium angehören.

Am Hange des Glungezer liegen noch an mehreren Stellen Moränenwälle, die hier aber nicht näher behandelt werden, da sich das Bild nur wiederholt. Erwähnt sei nur, daß in der Rinne, die an der N-Seite des Patscherkofel vom Grünbichl (2026 *m*) gegen die Lanser Alm hinabzieht zwischen 1970 und 1880 *m* ein wallartiger Rücken liegt, der sehr wohl ein Uferwall sein kann. Mit einer Schneegrenze bei 2100 *m*, also 600 *m* unter der heutigen, wäre das Auslangen zu finden. Es war daher auch sehr wahrscheinlich der Patscherkofel (2247 *m*) zur Gschnitzzeit durch einen kleinen nordseitigen Gletscher geziert. Von einem Schlerngletscher konnten hier keine Spuren gefunden werden. Man kann aber mittelbar auf seine Anwesenheit schließen. Der große Schuttkegel westlich Sistrans und die Zertalung der Inntalterrasse unterhalb desselben dürften auf Schlernschmelzwässer zurückgehen.

Diese Gletscherstände an der N-Seite des Glungezer stimmen sehr schön mit denen an seiner S-Seite überein (W. Heißel, 31). In jüngster Zeit hat R. v. Klebelsberg (54) wenige Kilometer zehner inntalabwärts vollkommen entsprechende Gletscherstände vom Kellerjoch beschrieben. Nur liegen dort die Gletscherenden zufolge der geringeren Höhe dieses Berges entsprechend etwas höher.

2. Die Verbreitung der Schlerngletscher im Inntal

Je weiter die Kenntnis dieses Gletscherstandes im Inntal vorschreitet, umso mehr Halte von Schlerngletschern werden bekannt. Eine Übersicht der betreffenden Stellen im Inntal unterhalb Imst, die keinesfalls vollständig ist, ergibt, daß von allen morphologisch geeigneten Bergen der Talflanken, wie auch aus den meisten Seitentälern schlernzeitliche Gletscher bis auf

die Inntalterrassen oder nahe heran vorgestoßen sind. Überall gehen von ihrem Vorfeld Trockentäler und Abflußrinnen aus oder es finden sich dort Ablagerungen und Formen, die eindeutig periglazial sind, periglazial zum jeweiligen Schlerngletscher, nicht zu einem angenommenen spätwürmischen Toteiskörper. Solche Gletscherenden sind bekannt bei Imst an der Mündung des Malchbaches (59), am Miemiger Plateau (66), von der Mündung der Kranebitter Klamm (22), von der Seegrube herab¹⁾, aus der Arzler Scharte und vom Kreuzjöchl herab (siehe S. 289), an der Mündung des Halltales (siehe S. 291), des Vomper Baches (siehe S. 299) usw. Südlich des Inn sind sie bekannt aus der S-Seite der Hochedergruppe (56, siehe S. 273), aus Sellrain, Senders- und Axamer Tal (siehe S. 274), aus den Kalkkögeln (20), aus den Seitentälern des Silltales (31), vom Glungezer (siehe S. 313), aus dem Weertal (siehe S. 285), vom Kellerjoch (54), aus dem Kaisertal (36) usw. Diese Aufzählung ist weder vollständig in bezug was bekannt ist, noch in bezug was überhaupt vorhanden ist. Sie soll nur die weite Verbreitung dieses Gletscherbestandes zeigen. Dagegen sind im Inntal unterhalb Landeck²⁾ nirgends Endmoränen eines Haupttalgletschers bekanntgeworden, sie können es auch gar nicht, denn durch O. Reithofer (65) sind Schlernmoränen noch viel weiter talauf im Verwall-Tale bei St. Anton am Arlberg nachgewiesen worden. R. Staub³⁾ konnte sogar nachweisen, daß das Inntal bis ins oberste Engadin hinauf eisfrei war, bis auf Gletscher, die höchstens heutige Ausmaße aufwiesen. Erst dann erfolgte auch im Oberengadin der Vorstoß der Gletscher der Schlußeiszeit. Dieser Vorstoß ist dort so ausgeprägt und für die heutige Formung des Talgebietes so bedeutend, daß R. Staub dafür den Namen „Engadiner Eiszeit“ oder „Engadiner Stadium“ vorschlug. Daraus ist der zwingende Schluß abzuleiten, daß zur Zeit, bevor die Schlerngletscher vorstießen, das Inntal in seiner ganzen Erstreckung samt seinen Seitentälern eisfrei war. Ein abschmelzender Würmgletscher, wie er den Vorstellungen H. Bobek's (28) entspräche, kann daher auch aus diesem Grunde nicht gleichzeitig im Inntal vorhanden gewesen sein. Der Schlernvorstoß ist ohne Zweifel selbständig und steht in keiner Beziehung zur Würmeiszeit.

Auch eine Beziehung mit dem Bühlvorstoß ist nicht vorhanden. Nachdem dieser von A. Penck (64) angenommene Gletschervorstoß durch O. Ampferer (4) widerlegt worden ist, ist von dem ganzen Bühlstadium so wenig übriggeblieben — einige hoch gelegene verwaschene und wenig sichere Uferwälle, aber kein Talhalt —, daß dieses Wenige nicht ausreicht, dieses Stadium überhaupt noch aufrechtzuerhalten. Es gibt im Inntal ebensowenig ein Bühlstadium, wie es eine Achenschwankung gibt. Auch R. v. Klebelsberg hat das Bühlstadium als nicht vorhanden aufgegeben (52, S. 705).

Die Schlerngletscher als die tiefsten einer selbständigen Lokalvergletscherung haben in den Ostalpen regionale Verbreitung. Sie sind im Inntal ebenso verbreitet wie sie viel weiter östlich, etwa in den Gesäuse-

¹⁾ R. v. Klebelsberg: Rückzugsmoränen am Karwendelgebirge bei Innsbruck. Zeitschr. f. Gletscherkunde, XVI, 1928, S. 203—204.

²⁾ Wohl hat F. Machatschek (59, S. 46/47) bei Imst solche beschrieben, doch werden diese ganz allgemein als Endmoränen abgelehnt.

³⁾ Staub, Rudolf: Zur Frage der Schlußvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. Ecl. Geol. Helv., 31, 1928, S. 125—136.

bergen, auftreten ¹⁾). Auch dort ist dieselbe Stufenleiter von Gletscherhalten, wie sie am Glungezer vorliegt: Eine tiefste Stufe = Schlern, eine mittlere = Gschnitz und eine höhere = Daun. Das Auftreten von Schlern-, Gschnitz- und Daungletschern so weit im O zeigt aber, daß diesen abweichende klimatische Bedingungen gegenüber der Würmeiszeit zugrunde liegen. Während zur Würmeiszeit ein Ansteigen der Schneegrenze von W nach O zu beobachten ist und dies auch in der geringeren Größe und Reichweite der östlichen Würmgletscher klar zum Ausdruck kommt, ist bei Schlern-, Gschnitz- und Daungletschern kein Unterschied zwischen westlichen und östlichen Gehieten zu beobachten. Die Gletscher der Schlußvereisung haben im W wie im O gleiches Ausmaß, gleiche Erscheinungsformen und im großen gleiche Schneegrenzlagen.

Dies ist ein wesentlicher Hinweis auf die Selbständigkeit der mit dem Schlernvorstoß eingeleiteten Vergletscherung der Ostalpen. Die Schlußvereisung unterscheidet sich darin in einem sehr wesentlichen Punkt von der Würmeiszeit wie überhaupt von den quartären Großvergletscherungen.

Die Bedeutung der Schlernzeit liegt einerseits in akkumulativen, andererseits in erosiven Erscheinungen von großer Mächtigkeit hzw. bedeutendem Ausmaß. Die Mächtigkeit der Ablagerungen veranschaulichen die kalkalpinen Schuttmassen am Ausgang des Halltales (siehe S. 290), ebenso die mächtigen Sanderkegel bei Grinzeus (siehe S. 274). Dabei wurde schon darauf hingewiesen, daß diese Schuttkegel deutlich eine zweifache Wiederholung erkennen lassen (siehe S. 275 und 278). Das Ausmaß der Erosion wird verdeutlicht durch die Tiefe der Trockentäler, die erst zu Beginn der Schlernzeit begonnen wurden, erodiert zu werden. Wohl werden auch gschnitz- und daunzeitliche Schmelzwässer mit Anteil an der Tieferlegung dieser Täler gehaft haben, der Hauptanteil der Erosionsarbeit fällt aber sicher in die Schlernzeit. Dies geht auch einwandfrei aus den Verhältnissen am nördlichen Inntalhang hervor. Hier liegen Schlernmoränenwälle auf der Inntalterrassenfläche. Ihre Anordnung setzt voraus, daß zur Zeit ihrer Ablagerung die Terrassenfläche noch nicht zertalt war. Rein kalkalpine Grundmoränen reichen aber tief in die erst nach Ablagerung der Moränenwälle geschaffenen Erosionsfurchen (vgl. O. Ampferer, 22). Diese schlernzeitlichen Grundmoränen unterscheiden sich stratigraphisch deutlich von Grundmoränen der Würmeiszeit. Diese sind im allgemeinen weit schlammreicher. Ihre Geschiebeführung ist sehr bunt zusammengesetzt, stets sind Kristallin- und Kalkgeschiebe untermischt. Die schlernzeitliche Grundmoräne dagegen ist schlammärmer, daher geschiebereicher und stets herrscht unter den Geschieben die Lokalkomponente stark vor. Ortsfremde Einschlüsse haben nur die Bedeutung von Erratica. Auch die großen Schuttkegel aus Halltal und Vomper Loch, an deren Aufbau sich verschwemmte Kalk-Grundmoränen beteiligen (siehe S. 301), sind wahrscheinlich in der späteren Schlernzeit gebildet worden.

Die damaligen Bäche müssen als Gletscherbäche oft kilometerlanger Talgletscher aus den Seitentälern (z. B. Halltal, Vomper Loch, Senders-Tal u. a.) eine weit größere Wasserführung und damit auch eine weit größere Erosionskraft gehabt haben, als ihre kleinen Nachfolger von heute. Gleiches

¹⁾ Ampferer, O: Geologische Karte der Gesäuseberge und Führerbuch. Wien, Geologische Bundesanstalt, 1935.

gilt vom schlernzeitlichen Inn, der all diese zahllosen Gletscherbäche vom obersten Engadin bis zum Kaisertal bei Kufstein sammelte. Man kann sich wohl vorstellen, daß dieser urweltliche Strom die ganze Breite des Inntales einnahm und man kann damit auch das beträchtliche Ausmaß der jüngsten Erosion erklären. Die Form des heutigen Inntales ist durch die Erosion in der Schlußvereisungszeit seit Schlern bedingt. Erst ab dieser Zeit wurde das Inntal bis zu seiner heutigen Tiefe erodiert, wurden die Inntalterrassen vom Tale aus in ihren Steilböschungen angegriffen, wurden die Kleinterrassenformen geschaffen und Hand in Hand mit der Erosion im Haupttal die Trockentäler auserodiert. Auch epigenetische Talbildungen, wie am Berg Isel und Sonnenburg-Hügel im Silltal fallen in diese Zeit.

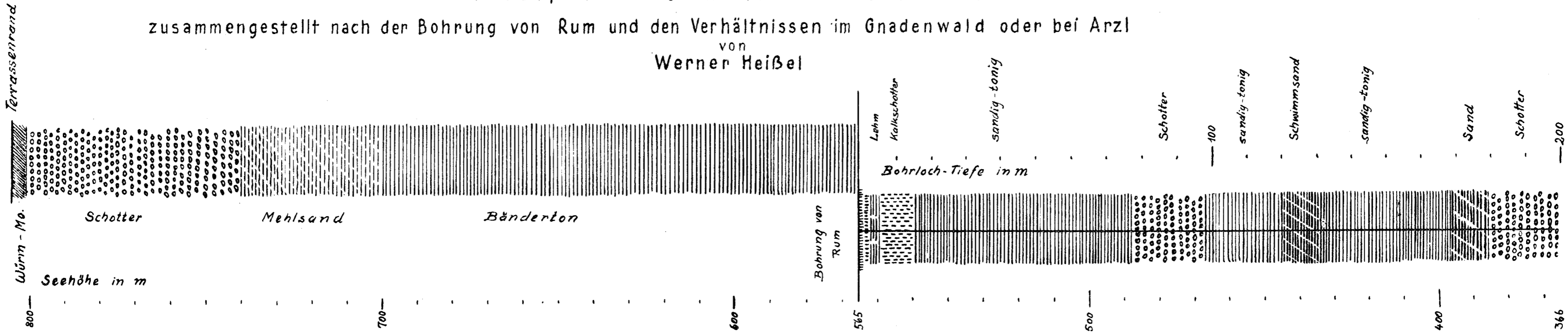
Daß der heutige Inntalboden im wesentlichen ein Erosionsboden und kein Aufschüttungsboden ist, beweist die geringe Mächtigkeit junger Ablagerungen, die in der Bohrung von Rum durchörtet wurden (Abb. 20). Daß auch ältere höhergelegene Talböden, die durch Terrassen heute angezeigt werden, erosiv und nicht akkumulativ gestaltet sind, beweisen die in den jungen Flußterrassen steckenden älteren Ablagerungen (Ampasser Konglomerat, Reiß-Moräne, Terrassensedimente).

Gemessen an diesem Geschehen muß die Schlernzeit und die gesamte Schlußvereisung ein nicht unbeträchtliches Anmaß gehabt haben. Die Schlernzeit war der sehr kräftige Beginn und zugleich Höhepunkt einer eigenen selbständigen Vergletscherung, deren Erscheinungsformen für das tirolische Inntal ebenso bedeutungsvoll waren wie im obersten Engadin. Ihre Gletscherhalte waren keine „Rückzugsstadien“ der Würmeiszeit, sondern allein schon nach dem Verhalten der Schneegrenze selbständig. Der Schlußvereisung ging eine Zeit voraus, in der die Alpen, wie R. Staub beweisen konnte (siehe S. 316), mindestens bis auf das heutige Ausmaß eisfrei waren. Von einem Würmgletscher war keine Spur mehr vorhanden. Gschnitz, Daun und Egesen könnte man als Rückzugsstadien mit Vorstoßcharakter von Schlern bezeichnen.

VI. Zusammenfassung

Die alten Konglomerate, die in vielen Resten im Inntal verbreitet anstehen, werden als gleich alt wie die Höttinger Breccie, also Mindel-Reiß-interglazial aufgefaßt. Für viele von ihnen war schon früher Unterlagerung durch Grundmoräne bekanntgeworden. Für das Ampasser Konglomerat konnte eine weitere solche Liegendmoräne festgestellt werden. Wahrscheinlich handelt es sich um Mindel-Moräne. Die alten Konglomerate werden als Aufschüttung in der Talsohle erklärt, die Gehängebreccien vom Typ Höttinger Breccie als zugehörige Hangverschüttung. Konglomerate und Breccien sind auch in anderen Talräumen verbreitet (Salzach). Über die Höhe der Talverschüttung lassen sich keine sicheren Angaben machen. An der Ausmündung des Inntales ins Alpenvorland reicht das Konglomerat von Brannenburg mit 520 m noch immer rund 70 m über die heutige Inntalsole empor. Dieses Konglomerat geht bergwärts in Breccie über. Als entsprechender Übergang von Konglomerat zu Breccie werden von J. Blaas beschriebene Teile der Höttinger Breccie bei den Allerheiligen-Höfen westlich Innsbruck aufgefaßt. Dagegen hat sich die Beobachtung J. Blaas' von pflanzenresteführenden Tonen im Liegenden des Ampasser

Idealprofil durch die Terrassen-Sedimente
zusammengestellt nach der Bohrung von Rum und den Verhältnissen im Gnadenwald oder bei Arzl
von
Werner Heißel



Konglomerates als Fehlbeobachtung erwiesen. Diese Tone gehören zu den Ablagerungen des nächstjüngeren Interglazials. Dem Wesen nach entsprechen die alten Konglomerate ganz den Terrassensedimenten. Wie bei diesen handelt es sich auch bei jenen um Flußschotter und -sande. Zu den Konglomeraten gehörige Seeablagerungen, den Bändertonen der Terrassensedimente entsprechend, sind bis jetzt nirgends bekanntgeworden. Dergleichen fehlen bis jetzt Fossilreste aus den Konglomeraten.

Die Terrassensedimente sind die Ablagerung des Riß-Würm-Interglazials. Hinweise für eine berechtigte Abtrennung von Teilen derselben als nicht interglazial fehlen. Große Teile der gesamten Schichtfolge, wenigstens im mittleren Inntal bei Innsbruck, sind Seeablagerungen oder stehen mit solchen in enger Beziehung. Die bisher bekanntgewordenen organischen Reste weisen auf eine im Inntal ähnliche Waldvegetation (mit entsprechender Fauna) wie heute hin. Dies läßt auch auf ein ähnliches Klima schließen. Eine Talverbiegung oder eine glazial übertiefte rückfällige Felswanne ist im Inntal bis jetzt nicht nachgewiesen. Die Zuschotterung des Tales unterhalb Imst dürfte bis 900 m SH mindestens gereicht haben. Noch am Rande der Alpen liegen am Erler Berg Schotter bis 850 m.

Nach dem Schwinden der Würmeismassen haben die Inntalterrassen Form und Aussehen gehabt, wie sie im Gnadenwald erhalten sind. Nennenswerte Schuttmassen aus der „Rückzugszeit“ sind nicht vorhanden. Das Eis war wahrscheinlich sehr schuttarm. Es fehlen auch alle Ablagerungen und Formen, die H. Bobek (28) als Eisrandbildungen beschrieben hat.

Der Einfluß der Schlerngletscher, wie der Schlußvereisung überhaupt, ist weit bedeutender als bisher angenommen. Die Gletscher des Schlernvorstoßes erreichten fast überall die Inntalterrassen. Zahlreiche neue solche Sohlerugletscherenden konnten festgestellt werden. Überall in ihrem Vorfeld lassen sich die zugehörigen Eisrandbildungen feststellen. Der Einfluß der Schlußvereisung im Inntal liegt aber vor allem auf erosivem Gebiet. Von den besonders schlernzeitlichen Schmelzwässern wurden die Trockentäler geschaffen, die Inntalsole eingetieft, dabei die Talhänge terrassiert, kurz alle scharfen Formen im Tal gehen auf solche erosive Eingriffe dieser Zeit zurück.

Vor der Schlernzeit waren die Berge im Inntalraum höchstens im heutigen Ausmaß vergletschert. Das Verhalten der Schneegrenze von Schlern, Gschnitz und Daun war abweichend von der Würmeiszeit. Zwischen beiden Vergletscherungen besteht kein Zusammenhang.

Schrifttumsnachweis

1. Ampferer, O.: Die Mündung des Vomperbaches. Verh. d. k. k. Geol. R. A. 1903, S. 231—234.
2. Ampferer, O.: Studien über die Inntal-Terrassen. Jb. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 54, 1904, Wien 1904, S. 91—160.
3. Ampferer, O.: Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Jb. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 57, 1907, Wien 1907, S. 727—752.
4. Ampferer, O.: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. Z. f. Gletscherk., Bd. II, 1907, S. 29—54, 112—127.
5. Ampferer, O.: Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. Vh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1908, S. 87—97.
6. Ampferer, O.: Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. Z. f. Gletscherk., Bd. III, 1908, S. 52—67, 111—142.

7. Ampferer, O.: Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. *Z. f. Gletscherk.*, Bd. 8, 1914, S. 145—159.
8. Ampferer, O.: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. *Jb. d. k. k. Geol. R. A.*, Bd. 65, 1915, Wien 1916, S. 289—316.
9. Ampferer, O.: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. *Jb. d. Geol. Staatsanst.* 1921, Wien 1921, S. 71—84.
10. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Innsbruck—Achensee (5047). *Geol. B. A.*, Wien 1924.
11. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl—Nassereith (5046). *Geol. B. A.*, Wien 1924.
12. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Lechtal (5045). *Geol. B. A.*, Wien 1924.
13. Ampferer, O.: Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens. *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 77, 1927, Wien 1927, S. 123—148.
14. Ampferer, O. — Klebelsberg, R.: „Rückzugsstadien“ oder „Schlußeiszeit“? *Z. f. Gletscherk.*, Bd. XVII, 1929, S. 381—386.
15. Ampferer, O.: Über das Quartär innerhalb der Alpen. *Verh. d. III. Intern. Quartär-Konferenz*, Wien 1936, Bd. I.
16. Ampferer, O.: Beiträge zur Geologie der Hungerburgterrasse bei Innsbruck. *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 86, 1936, Wien 1936, S. 353—358.
17. Ampferer, O.: Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert? *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I*, Bd. 145, 1936, Wien 1936, S. 201—208.
18. Ampferer, O.: Über die geologischen Nenaufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestraße auf der Strecke zwischen Wiesing und Scholastika. *Geologie und Bauwesen*, Jg. 11, Wien 1939, S. 101—112.
19. Ampferer, O.: Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. *Denkschr. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl.*, Bd. 106, 1942, Wien 1942, S. 1—95.
20. Ampferer, O.: Die Schlußvereisung der Kalkkögel bei Innsbruck. *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I*, Bd. 152, 1943, Wien 1943, S. 255—274.
21. Ampferer, O.: Über grobblockige Einschlüsse in den Inntalterrassen. *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I*, Bd. 152, 1943, Wien 1943, S. 43—55.
22. Ampferer, O.: Die Ablagerungen der Schlußvereisung in der Umgebung von Innsbruck. *Sitz. Ber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl. I*, Bd. 152, 1943, Wien 1943, S. 85—109.
23. Ampferer, O.: Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achenseegebietes, 1:25.000. *Freytag-Berndt & Artaria*, Wien 1950.
24. Blaas, J.: Über die Glazialformation im Inntale. *Ferdinandeums-Zeitschrift*, IV. Folge, 29. Heft, Innsbruck 1885, S. 1—120.
25. Blaas, J.: Über sogenannte interglaziale Profile. *Jb. d. k. k. Geol. R. A.*, Bd. 39, 1889, Wien 1889, S. 477—482.
26. Blaas, J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. *Jb. d. k. k. Geol. R. A.*, Bd. 40, 1890, Wien 1890, S. 21—50.
27. Blaas, J.: Diluvialtorf bei Hopfgarten. *Vh. d. k. k. Geol. R. A.*, 1893, S. 91.
28. Bobek, H.: Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 85, 1935, Wien 1935, S. 135—189.
29. Bobek, H. — Heißel, W.: H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntales (Tirol). *Zeitschr. f. Gletscherk.*, Bd. XXV, 1937, S. 300—304.
30. Firbas, F.: Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntales und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen. *Zeitschr. f. Gletscherk.*, Bd. XV, 1927, S. 261—277.
31. Heißel, W.: Glazialgeologie des Silltales. *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 82, 1932, Wien, 1932, S. 420—468.
32. Heißel, W.: Fund eines Mammutzahnes bei Kufstein (Tirol). *Zeitschr. f. Gletscherk.*, Bd. XXI, 1933, S. 196—197.

33. Heiße!el, W.: H. Bobek's Studien über die Terrassen des Inntals (Tirol). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXIV, 1936, S. 305—306.
34. Heiße!el, W. — Bobek, H.: siehe Nr. 29.
35. Heiße!el, W.: Zur Frage der Eisrandbildungen im Inntal. I. Toteislöcher. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVII, 1940, S. 176—185.
36. Heiße!el, W.: Das Kaisergebirge zur Eiszeit. Tiroler Heimatblätter, 23. Jg., 1948, S. 179—181.
37. Heiße!el, W.: Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des Achenseegebietes von O. Ampferer. Univ. Verl. Wagner, Innsbruck 1950, S. 1—55.
38. Heiße!el, W.: Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. Jb. Geol. B. A., Bd. 94, 1949—1951, Wien 1951, S. 207—221.
39. Katschthaler, H.: Neue Beobachtungen im Gelände der Höttinger Breccie. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 80, 1930, Wien 1930, S. 17—44.
40. Klebelsberg, R. v.: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. V. Teil. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 79, 1927, S. 280—337.
41. Klebelsberg, R. v.: Ein Mammutzahn-Fund bei Innsbruck. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XVI, 1928, S. 261—262.
42. Klebelsberg, R. v.: Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XVII, 1929, S. 319—323.
43. Klebelsberg, R. v. — Ampferer, O.: siehe Nr. 14.
44. Klebelsberg, R. v.: Ein Fischfund in den Bändertonen des Inntals (Tirol). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XX, 1932, S. 137—138.
45. Klebelsberg, R. v.: Geologie von Tirol. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1935.
46. Klebelsberg, R. v.: Die „Stadien“ der Gletscher in den Alpen. Vh. der III. Intern. Quartär-Konferenz, Wien 1936, Bd. I.
47. Klebelsberg, R. v.: Ein Gweihfund in den „Bändertonen“ des Inntales (Tirol). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVII, 1941, S. 378.
48. Klebelsberg, R. v.: Von der alpinen „Schlußvereisung“. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVIII, 1942, S. 60—66.
49. Klebelsberg, R. v.: Das Schlern-Stadium der Alpengletscher. Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVIII, 1942, S. 157—165.
50. Klebelsberg, R. v.: Nechaiszeitliche Gletscher an der Plose bei Brixen (Südtirol). Zeitschr. f. Gletscherk., Bd. XXVIII, 1942, S. 173—176.
51. Klebelsberg, R. v.: Meran-Mais und Hall — Von der Geschichte zweier Schuttkegel. „Tiroler Heimat“, Bd. XI, 1947, S. 13—16.
52. Klebelsberg, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. I. und II. Teil, Wien, Springer-Verlag, 1948.
53. Klebelsberg, R. v.: Die Tiefe der Alpentäler. „Die Alpen“, Bd. 25, 1949, S. 210—224.
54. Klebelsberg, R. v.: Gletscher am Kellerjoch. Schlern-Schriften, Bd. 85, 1951, Innsbruck 1951, S. 59—66.
55. Klebelsberg, R. v.: Die Tiefe der Alpentäler. Vh. d. Schweiz. Naturforsch. Ges., Luzern 1951, S. 61—67.
56. Ladurner, J.: Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen). Jb. d. Geol. B. A., Bd. 82, 1932, Wien 1932, S. 397—427.
57. Ladurner, J.: Mineralführung und Korngrößen von Sanden aus Schlicker Tal (Bohrung) und Stubaital (Tirol). Jb. d. Geol. B. A., 1954, dzt. in Druck.
58. Levy, F.: Quartäre Formentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft. Ostalpine Formenstudien, I/2, Berlin, Gebr. Borntraeger, 1922, 138 Seiten.
59. Machatschek, F.: Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet. Mitt. d. Geograph. Ges. Wien, Bd. 76, 1933, Wien 1933, S. 5—48.
60. Mutschlechner, G.: Spuren des Innletschers im Bereich des Karwendelgebirges. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 93, 1948, Wien 1949, S. 155—200.
61. Paschinger, H.: Morphologische Ergebnisse einer Analyse der Höttinger Breccie bei Innsbruck. Schlern-Schriften, Bd. 75, Innsbruck 1950, S. 1—86.
62. Paschinger, H.: Beobachtungen an den Bändertonglagern von Inzing bei Innsbruck. Schlern-Schriften, Bd. 65, 1950, Innsbruck 1950, S. 55—61.

63. Penck, A. — Richter, E.: Glazialexkursion in die Ostalpen. Intern. Geol. Kongreß. Führer f. d. Exkursionen in Österreich. IX. Intern. Geologen-Congreß, Wien 1903, Nr. XII, S. 1—97.
64. Penck, A. — Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909 (1. und 2. Lieferung 1901/02, 3.—5. Lieferung 1902/03).
65. Reithofer, O.: Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 87, 1931, Wien 1931, S. 217—236.
66. Senarcens-Grancy, W. v.: Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 88, 1938, Wien 1939, S. 1—12.
67. Spethmann, H.: Die Einheit der alpinen Eiszeit. Langensalza-Berlin-Leipzig (Beltz), 1934, S. 1—60.
68. Wehrli, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. d. Geol. B. A., Bd. 78, 1928, Wien 1928, S. 357—498.

Abb. 12 Die Terrasse von Rinn

von Werner Heiße

1 : 25.000

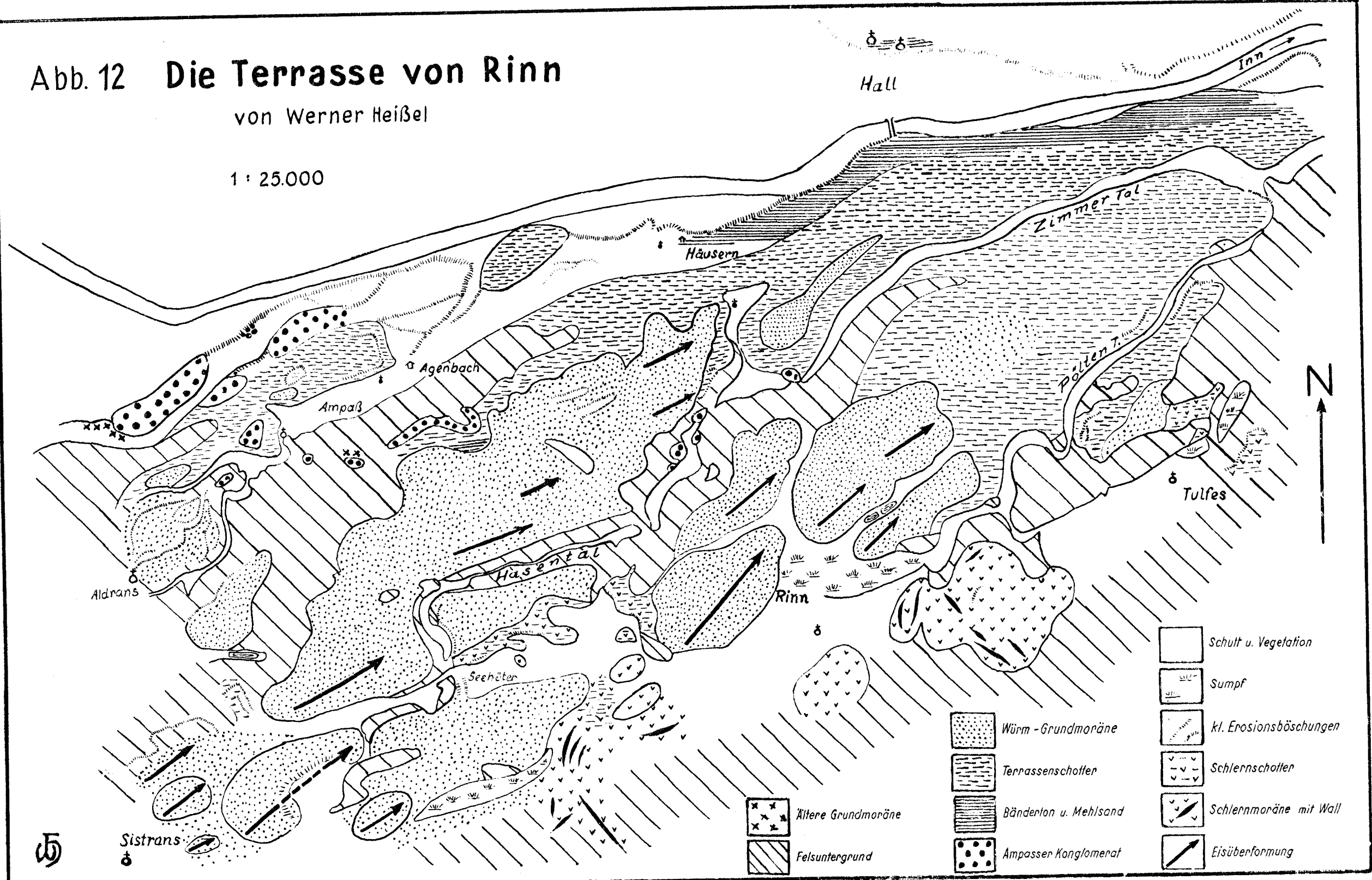


Abb. 15 DIE TERRASSE VON GNADENWALD UND VOMPER BERG

KARTE 1:25000 PROFIL 1:12500
VON

Werner Heiße

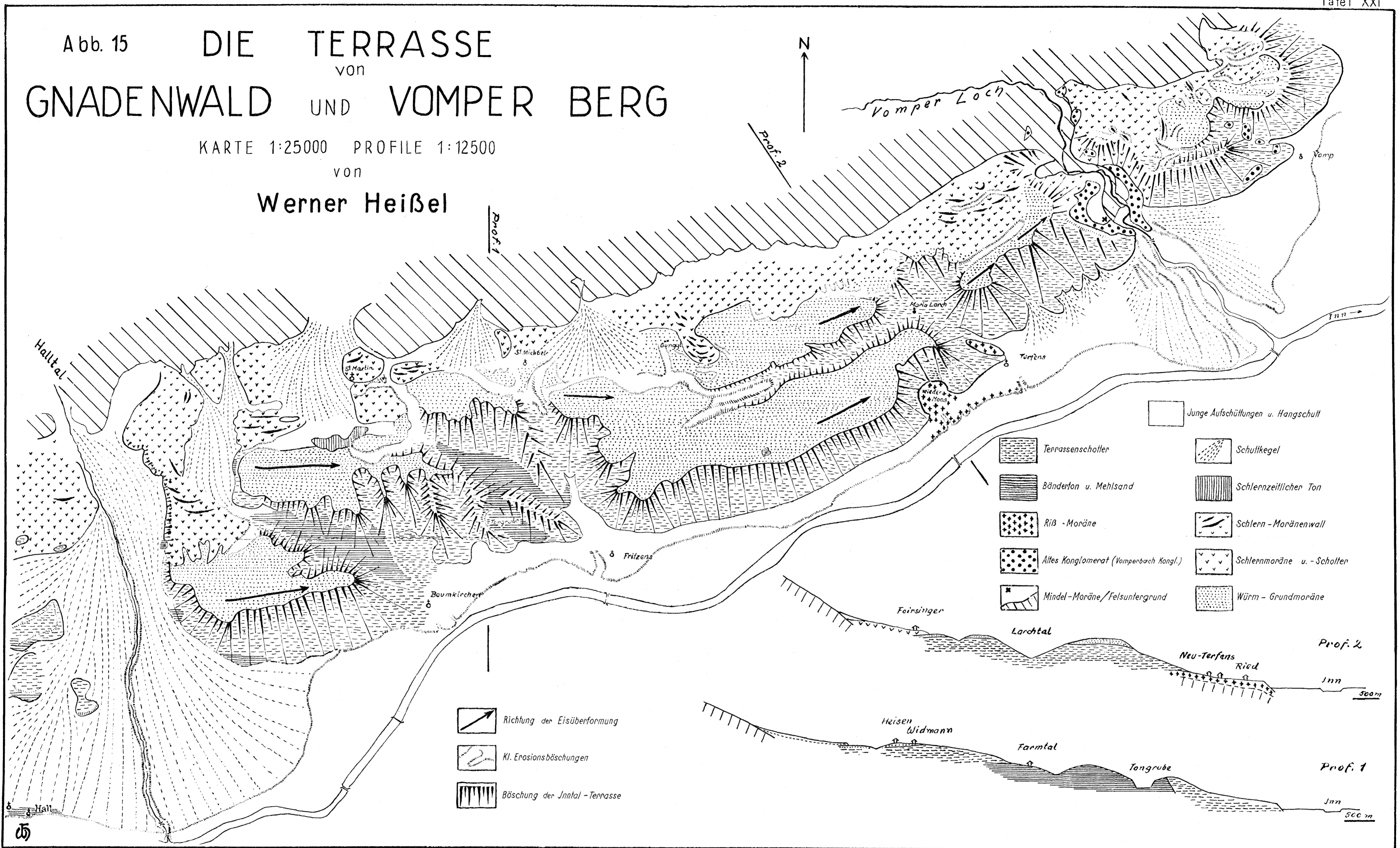
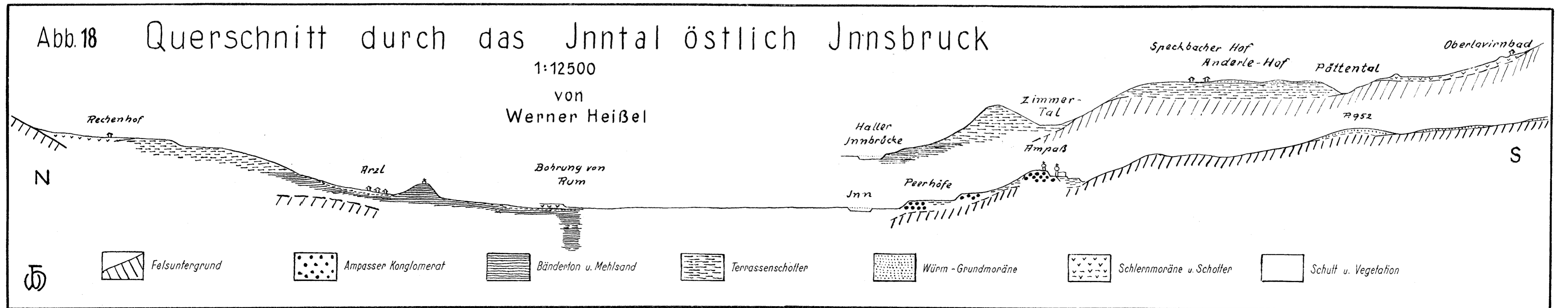


Abb. 18 Querschnitt durch das Jnntal östlich Innsbruck

1:12500

VON
Werner Heiße



Mineralführung und Korngrößen von Sanden aus Schlicker Tal (Bohrung) und Stubaital (Tirol).

Von Josef Ladurner

(Mit 2 Abbildungen und 2 Tabellen im Text)

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck

Das Bohrprofil einer Bohrung aus dem Schlicker Tal wird beschrieben und von einigen Mehlsanden dieser Bohrung werden die Kornverteilungskurven ermittelt. Die einzelnen Kornstufen (Fraktionen) dieser Mehlsande werden hinsichtlich ihrer mineralischen Zusammensetzung gekennzeichnet. Verglichen werden diese Mehlsande aus dem Schlicker Tal hinsichtlich Korngröße und mineralischer Zusammensetzung mit ähnlich aussehenden Mehlsanden aus dem Stubaital, die verschiedenen Niveaus der Terrassensedimente entnommen wurden.

In diesem Zusammenhang wird eine von Prof. B. Sander entwickelte und in mehreren Fällen bereits praktisch geprüfte Methode zur Herstellung kleinster, homogener Proben aus einer großen Probe beschrieben.

Bevor auf die Beschreibung der einzelnen Mehlsande eingegangen wird, soll zunächst das von Prof. B. Sander entwickelte, noch unpublizierte Verfahren zur Herstellung kleinster für die mikroskopische Untersuchung geeigneter homogener Proben aus einer gegebenen großen Probe erläutert werden, da die Herstellung derartiger Proben entscheidend ist für die mineralische Kennzeichnung von Sanden, Kiesen und ähnlichen Lockermassen.

Verfahren zur Herstellung kleiner homogener Proben

Die unbedingte Voraussetzung für eine einwandfreie Angabe der mineralischen Zusammensetzung z. B. von Mehlsanden, Kiesen und ähnlichen Lockermassen ist die Herstellung einer der tatsächlichen Zusammensetzung des betreffenden Stoffes entsprechenden kleinen Untersuchungsmenge.

Verfahren, derartige kleine Durchschnittsproben durch fortschreitendes Vierteln der gegebenen großen Probemenge zu erhalten, geben in vielen Fällen die tatsächliche Zusammensetzung des betreffenden Materials nicht verlässlich wieder.

Im Zusammenhang mit einer praktischen Fragestellung hat nun Prof. B. Sander erstmalig ein Verfahren zur Anwendung gebracht, das es ermöglicht, aus irgendeiner großen Probe in kurzer Zeit eine der tatsächlichen Zusammensetzung entsprechende kleinste Untersuchungsprobe zu erhalten.

Im folgenden wird dieses Verfahren kurz erläutert. Eine große, durch keine Rüttel- oder Rührbewegung inhomogen gewordene Probe, z. B. Sand, wird mit einer Glasröhre in verschiedenen Richtungen durchstoßen, so, daß die Glasröhre etwa bis zu zwei Drittel angefüllt wird. Die Glasröhre wird

dann beiderseits verschlossen und in horizontaler Lage so lange gerüttelt, bis die in ihr enthaltene Probemenge gleichmäßig über die ganze Röhre verteilt ist. Nun wird ein Stempel, der genau denselben Durchmesser hat wie das Lumen der Glasröhre, in diese eingeführt und die Probe gegen die andere, noch verschlossene Seite der Glasröhre zusammengeschoben. Die Probe wird jetzt aus der geöffneten Glasröhre herausgeschoben, so, daß jeweils die gleiche Probemenge entsprechend einer an der Außenwand der Glasröhre eingetragenen Skala in zwei getrennte Probemengen aufgeteilt wird. Die eine dieser beiden Proben wird nun wieder in dieselbe oder eine engere, kalibrierte Glasröhre eingefüllt und in derselben Weise in zwei getrennte Proben aufgeteilt. Dieser Arbeitsvorgang wird so lange an jeweils einer der beiden bei jedem Arbeitsvorgang erhaltenen Proben wiederholt, bis eine für die mikroskopische Untersuchung genügend kleine Probemenge erhalten wird, die dann einen einwandfreien Durchschnitt aus der großen Probemenge darstellt. Diese kleine Probemenge wird dann am besten in der Untersuchungsschale eines Erzaufbereitungsmikroskops gleichmäßig verteilt. Entlang einzelner Meßlinien wird dann die mineralische Zusammensetzung der betreffenden Probe in Prozenten der Kornzahl statistisch aufgenommen.

Als Arbeitegeräte für die Herstellung solcher Proben dient ein Satz von Glasröhren (Länge bis zu 50 cm) mit verschiedenem Lumen (2 cm, 1 cm, 0.5 cm, je nach der Korngröße und Menge der betreffenden Untersuchungsprobe) und zu jeder Glasröhre ein dicht sitzender Stempel zum Herauschieben aus der Glasröhre. Die Glasröhren sind an der Außenseite mit Strichmarken versehen, deren Abstände zwischen 1 cm und 0.5 cm liegen, je nach Lumen der einzelnen Glasröhren.

Dieses Verfahren zur Herstellung kleiner homogener Untersuchungsproben wurde an einer großen Zahl von Fällen gelegentlich der Kennzeichnung von Betonzuschlagstoffen von Prof. B. Sander überprüft, derart, daß von einer großen Probe eine größere Zahl solcher kleiner Durchschnittsproben hergestellt wurde. Für jede dieser kleinen, nach dem oben beschriebenen Verfahren hergestellten Durchschnittsproben wurde die mineralische Zusammensetzung ermittelt und diese Werte dann untereinander verglichen. Dabei ergab sich eine vollkommene Übereinstimmung in den einzelnen Werten, was also die unbedingte Verlässlichkeit dieser Methode zur Herstellung kleiner, homogener Untersuchungsproben sicherstellt.

Bohrung Schlicker Tal (Stubai, Tirol)

Im Auftrage des seinerzeitigen Reichsamtes für Bodenforschung wurde auf der Suche nach Erz (Magnetit, Hämatit) am Schlicker Bach in einer Höhe von rund 1400 m eine Tiefbohrung bis auf 104 m niedergebracht. Das Anstehende wurde aber dabei nicht angefahren. Die Bohrproben sind im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck hinterlegt.

Neben der Beschreibung des Bohrprofils wird von einigen Mehlsanden dieser Bohrung eine Kennzeichnung hinsichtlich Korngröße und mineralischer Zusammensetzung durchgeführt. Ein lückenloses Bohrprofil läßt sich aber nicht angeben, da vor allem die Bohrproben bis 42 m unvollständig und zum Teil auch beim Transport vermengt worden sind.

Die Untersuchungen hinsichtlich Korngrößen wurden mit einem Siebsatz mit den Stufen (Fraktionen) 0,0—0,09 mm, 0,09—0,2 mm, 0,2—1 mm und 1—3 mm durchgeführt. Die Gewichtsanteile von Nichtkarbonaten zu Karbonaten wurden durch Lösen der karbonatischen Anteile dieser Sande in Salzsäure bestimmt. Dunkles, magnetisches Eisenerz wurde durch den Starkmagneten nachgewiesen. Die statistischen Angaben der mineralischen Zusammensetzung erfolgen in Prozenten der untersuchten Körnerzahl, also nicht in Gewichtsprozenten. Hinsichtlich der mengenmäßigen Angaben

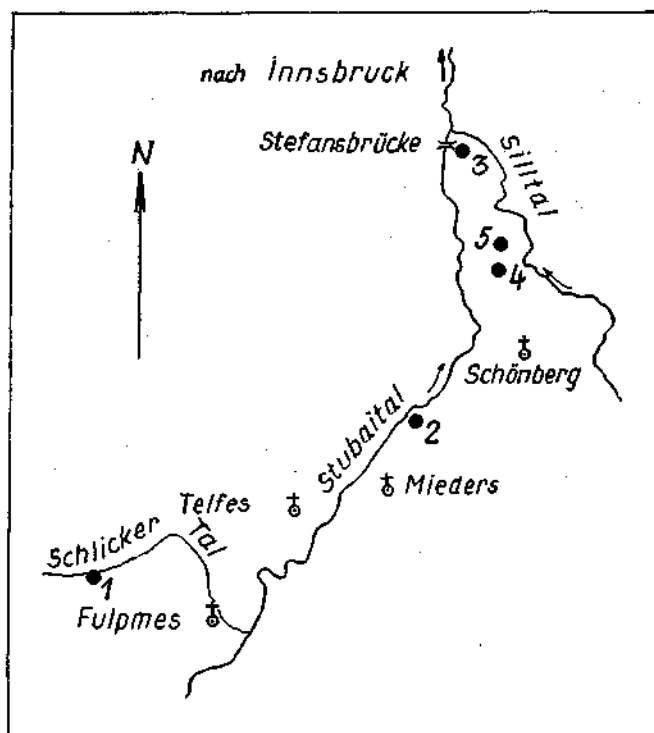


Abb. 1. Entnahmestellen der Proben

1 Mehlsande, Bohrung Schlicker Tal in 1400 m; 2 Mehlsande, nordöstlich Mieders in 880 m; 3 Mehlsande, südöstlich Stefansbrücke in 725 m; 4 Mehlsande, nördlich Schönberg in 940 m; 5 Mehlsande, nördlich Schönberg in 900 m

in Gewichtsprozenten wurde lediglich unterschieden zwischen Karbonaten und Nichtkarbonaten. Zu letzteren wurden alle kristallinen Gesteinskomponenten sowie alle Minerale, sofern sie Nichtkarbonate sind, gezählt. Bei der mineralischen Kennzeichnung der Sande wurde unterschieden: Quarz+Feldspat, Calcit+Dolomit, Glimmer+Chlorit, andere Magnesium-eisensilikate, Gesteinskomponenten (untergeteilt in karbonatische Gesteinskomponenten und kristalline Gesteinskomponenten) und Erz. Dabei bedeutet Quarz+Feldspat, daß das Korn aus einem Quarzkristall oder einem Feldspatkristall besteht; ebenso bei Calcit+Dolomit. Glimmer+Chlorit heißt, daß das Korn aus einem oder mehreren Chlorit- bzw.

Glimmerplättchen besteht. Andere Magnesiumeisen-silikate sind Einkristalle vorwiegend von Hornblende, dann von Epidot, Augit, Granat.

Die Bohrung wurde am orographisch rechten Ufer des Schlicker Baches in einer Höhe von rund 1400 *m* niedergebracht. Das Schlicker Tal ist in seinem oberen Teil verhältnismäßig breit und flach, in seinem mittleren und unteren Teil aber eng und steiler. Die Bohrstelle liegt noch in diesem flachen Teilen des Schlicker Tales. Die Gesteine des Einzugsgebietes des Schlicker Baches sind die permo-mesozoischen Gesteine der Kalkkögel (Brennermesozoikum)¹⁾. Reichlich finden sich im Schlicker Tal kristalline Erratika.

Die Bohrung hat folgendes Profil ergeben:

- 0—42 *m*. Fast reine, lockere Grobsande und Feinkiese mit Korngrößen bis zu 10 *mm*, nur ganz vereinzelt etwas gröbere Körnungen. Die einzelnen Körner sind unregelmäßig, eckig, splitterig, nur manchmal schwach kantengerundet, zum Teil leicht flächig. Nur geringe feinsandige und tonige Beimengungen. Dem Gesteinsbestand nach sind es vorwiegend Karbonate, nur zirka 10% sind Nichtkarbonate, dabei sind in den größeren Fraktionen kristalline Gesteinskomponenten (vorwiegend Glimmerschiefer) nur in geringer Menge vertreten, während in den feineren Fraktionen der Anteil an kristallinen Gesteinskomponenten (Gneise, Glimmerschiefer, Hornblende-gesteine) größer ist. Dazu kommen in den feineren Fraktionen noch Quarz, Feldspat, Glimmer, Chlorit, Granat, wobei die Mengenverhältnisse der einzelnen nichtkarbonatischen Komponenten untereinander wechseln und bald mehr der Quarz, bald mehr der Glimmer, bald aber auch die Gesteinskomponenten in diesen feinen Sanden vorherrschen. Tonschiefer kommen vereinzelt als Komponenten vor. Magnetit tritt in kleinen Mengen in allen Proben auf. Einzelne große karbonatische Blöcke.
- 43—46 *m*. Feine Sande, tonig, mit einzelnen Nestern und Linsen etwas gröberer Sande. Leichte Schichtung durch Lagen aus feineren, mehr tonigen, gelblichen Sanden und Lagen aus etwas gröberen, helleren Sanden mit gröber-sandigen Beimengungen. Proben zum Teil in einzelnen Klumpen. Ziemlich reichlich Hellglimmer. Geringer Erzgehalt. Vorwiegend karbonatische Sande mit nur zirka 10—12% Nichtkarbonate (überwiegend feinsten, unbestimmbaren Mineralstaub), daneben Quarz, Feldspat und reichlich Glimmer.
- 47—53 *m*. Gegenüber den Sanden zwischen 43 und 46 *m* deutlich gröber. Neben tonig-feinsandigem Material enthält diese Probe auch gröbere Komponenten bis zu 10 *mm* (Dolomit, vereinzelt Kristallin). Die Probe ist mehr klumpig und enthält reichlich Hellglimmer. In den feineren Kornstufen zunehmender Anteil an Nichtkarbonaten (zirka 30%). Neben gerundeten Gesteinskomponenten (Gneise und Hornblende-gesteine) vor-

¹⁾ Sander B.: Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen, Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1915.

wiegend Quarz, Feldspat, Glimmer, etwas Chlorit, Granat, reichlich unbestimmbarer feinsten Mineralstaub. Etwas Erz.

- 54—59 *m.* Die Probe ist stark klumpig. Vorwiegend tonig-feinsandig mit regellosen Beimengungen feinerer und gröberer Sande und Feinkiese (einzelne Komponenten, fast durchwegs Dolomite, gehen bis zu 12 *mm*). Reichlich Hellglimmer. Erz nur sehr wenig. Nichtkarbonate sind in den feineren Fraktionen bis zu zirka 35% beteiligt. Mineralbestand ähnlich wie in der vorangehenden Probe. In den gröbereren Fraktionen zum größeren Teil meist gut gerundete kalkig-dolomitische Komponenten. Nichtkarbonate zirka 8—10% (gut gerundete Gneise, Glimmerschiefer, Hornblendegesteine, dann reichlich Quarz, Feldspat und Hellglimmer, etwas Chlorit, Granat). Erz in verschiedenen großen Körnern.
- 60—61 *m.* Lockere, ziemlich gleichmäßige mehlsandartige hellgraue Feinsande mit nur einzelnen zusammengepackten Partien mit leichter Feinschichtung, wesentlich geringerer Tongehalt als bei der vorangehenden Probe. Geringe Einschaltungen gröberer Sande mit vorwiegend Kalken und Dolomiten und etwas Kristallin. In den feinen Sanden zirka 60—70% Kalke und Dolomite und 30—40% Nichtkarbonate (Quarz, Feldspat, reichlich Hellglimmer, etwas Chlorit, Granat, Hornblende, einzelne gerundete Gesteinskomponenten, besonders Gneise und Glimmerschiefer). Ziemlich reichlich Magnetit, etwas Hämatit.
- 62—70 *m.* Ähnlich wie die Probe aus 60—61 *m.*, aber im Gegensatz zu dieser Probe mit reichlicherer Beimengung von groben Sanden und etwas feinen Kiesen. Hellglimmergehalt deutlich. Erz in geringen Mengen. Weniger gleichmäßig als die vorangehende Probe. Die grobsandigen Einschaltungen sind zum Teil eckige, scharfsplitterige, zum größeren Teil aber kantengerundete bis gerundete Kalke, Dolomite und dunkle Tonschiefer. Daneben nichtkarbonatische Komponenten (Gneise, Glimmerschiefer, Hornblendegesteine, alle meist gut gerundet, dann Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Granat). Erz in einzelnen, verschieden großen Körnern. In den feinen Sanden, ähnlich wie bei der Probe aus 60—61 *m.*, zirka 65—70% kalkig dolomitisches Material und zirka 30—35% Nichtkarbonate und etwas Erz.
- 77—85 *m.* Lockere, glimmerreiche Mehlsande mit Beimengungen gröberer Sande mit einzelnen deutlichen Geröllen (Durchmesser bis zu 6 *cm*) aus Dolomit und Mukowitgneis. Die grobsandigen Beimengungen sind vorwiegend Dolomite, Kalke, Tonschiefer, daneben aber auch Gneise, Glimmerschiefer und Quarzite. In den Mehlsanden zirka 70% kalkig-dolomitische Komponenten, zirka 30% sind Nichtkarbonate (reichlich Hellglimmer, Quarz, Feldspat, seltener gerundete Gneise, Hornblendegesteine, vereinzelt Granat, Chlorit). Erz reichlicher als in allen bisherigen Proben.

- 86—87 *m.* Feine Sande mit reichlich größeren Beimengungen (grobe Sande bis feine Kiese, Durchmesser vereinzelt bis zu 15 *mm*). Die groben Beimengungen sind vorwiegend Kalke, Dolomite, etwas Tonschiefer, seltener Glimmerschiefer, alle meist eckig, kantig, scharfsplitterig, daneben aber auch kantengerundete bis gut gerundete Körner. In den feinen Sanden 60—70% kalkig-dolomitische und zirka 30—40% nichtkarbonatische Komponenten. Erz ziemlich reichlich.
- 88—91 *m.* Lockere, lichtgelbgraue Mehlsande mit einzelnen tonig-sandigen Beimengungen und mit ziemlich reichlicher Beimengung teils eckiger, teils splitteriger, teils aber auch kantengerundeter Kalke und Dolomite und gut gerundeter kristalliner Gesteinskomponenten (Gneise und Glimmerschiefer). Durchmesser dieser Komponenten bis zu 50 *mm*. In den Mehlsanden reichlich Hellglimmer. Erz wie bisher.
- 92—96 *m.* In ihrer Körnung sehr gleichmäßige, glimmerreiche, leicht gelbliche Mehlsande ohne tonige Beimengung mit einzelnen großen kantengerundeten bis gerundeten Dolomiten und Glimmerschiefern. Durchmesser dieser groben Komponenten bis zu 60 *mm*. In den Mehlsanden 68 Gew.-% Karbonate und 32 Gew.-% Nichtkarbonate (vgl. hierzu Abb. 2, Tabelle 1 und 2 und S. 328—330).
- 97—98 *m.* Etwas feinere, bräunliche glimmerreiche Mehlsande mit einzelnen groben Gesteinskomponenten (Dolomite, Kristallin) mit Durchmesser bis zu 80 *mm*. Hinsichtlich Kornstufungen und mineralischer Zusammensetzungen (vgl. hierzu Abb. 2 und Tabelle 1).
- 99—100 *m.* Feine, sehr gleichmäßige bräunliche Mehlsande, ähnlich denen aus 97—98 *m.*, mit nur geringen groben (bis zu 5 *mm* Durchmesser) karbonatischen Gesteinskomponenten und einzelnen großen Gneiskomponenten (Durchmesser bis zu 40 *mm*). Keine tonigen Beimengungen (vgl. hierzu Abb. 2 und Tabelle 1 und 2 und S. 328—330).
- 101—104 *m.* Etwas gröbere, hellgelbe bis graue Mehlsande, sehr gleichmäßig ohne tonige Beimengungen und nur mit einzelnen größeren kantengerundeten bis gerundeten Gesteinskomponenten (Dolomite bis zu 20 *mm* Durchmesser).

Aus diesem Bohrprofil wurden nun Mehlsande aus den Bohrtiefen 92 *m.*, 97 *m.* und 100 *m.* unter Bohrlochansatzpunkt (zirka 1400 *m.*) herausgegriffen und hinsichtlich ihrer Korngrößen, ihres Karbonatgehaltes und bei den Proben aus 92 und 100 *m.* unter Bohrlochansatzpunkt auch hinsichtlich ihrer mineralischen Zusammensetzung untersucht.

Abb. 2 gibt die Kornzusammensetzung dieser Mehlsande wieder. Dabei zeigt sich, daß mit zunehmender Tiefe der Bohrung diese Mehlsande stets feiner werden. Bei der Probe aus 92 *m.* Tiefe sind 42·8 Gew.-% feiner als 0·09 *mm.* und 85·6 Gew.-% feiner als 0·2 *mm.*, während bei der Probe aus 100 *m.* Tiefe 55·9 Gew.-% feiner als 0·09 *mm.* und 93·8 Gew.-% feiner als 0·2 *mm.* sind.

Das Verhältnis von Karbonaten zu Nichtkarbonaten, ausgedrückt in Gewichtsprozenten, ist in Tabelle 1 in Übersicht gebracht. Die Beteiligung von Karbonaten an diesen Mehlsanden ist weitaus größer als die der Nichtkarbonate und nimmt bei den hier untersuchten Mehlsanden mit zunehmender Bohrlochtiefe von 67·9 auf 77·9 Gew.-% zu.

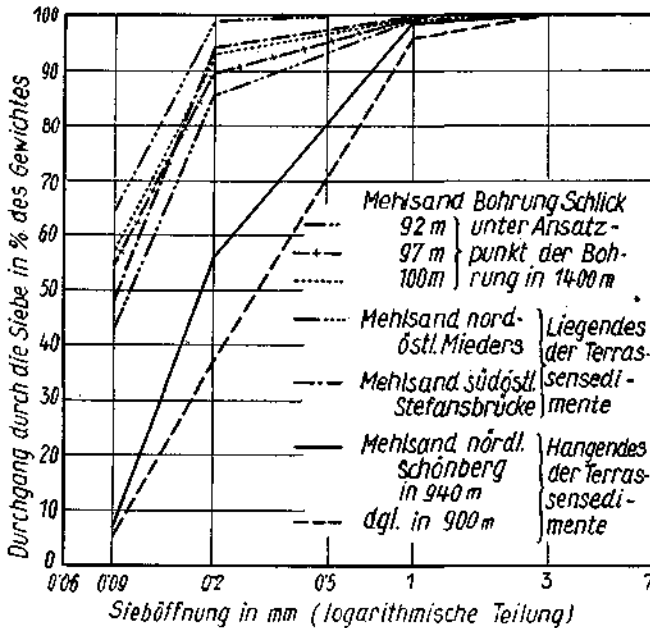


Abb. 2. Kornzusammensetzung der einzelnen Mehlsande

Tabelle 1: Anteil der Karbonate und Nichtkarbonate in Gewichtsprozenten in den einzelnen Mehlsanden.

	Nicht- karbonate in Gew.-%	Karbonate in Gew.-%
Mehlsande Bohrung Schlicker Tal, Tiefe: 92 m unter Ansattpunkt.....	32·1	67·9
Mehlsande Bohrung Schlicker Tal, Tiefe: 97 m unter Ansattpunkt.....	23·8	76·2
Mehlsande Bohrung Schlicker Tal, Tiefe: 100 m unter Ansattpunkt.....	22·1	77·9
Mehlsande nordöstlich Mieders in 880 m	82·3	17·7
Mehlsande südöstlich Stefansbrücke im Liegenden der Terrassensedimente in 725 m	81·5	18·5
Mehlsande nördlich Schönberg im Hangenden der Terrassensedimente in 900 m	82·8	17·2
Mehlsande nördlich Schönberg im Hangenden der Terrassensedimente in 940 m	82·4	17·6

Zur mineralischen Kennzeichnung dieser Mehlsande wurden die Proben aus 92 *m* und 100 *m* Bohrlochtiefe herausgegriffen. Diese Mehlsande liegen also in einer Seehöhe von rund 1300 *m*. Tabelle 2 gibt für die einzelnen Kornstufungen dieser Mehlsande die entsprechende mineralische Zusammensetzung in Prozenten der Kornzahl wieder. Dabei zeigt sich, daß bei der Fraktion 0·2—1 *mm* 37·5—38·4% aller Körner Gesteinskomponenten sind, bei der Fraktion 0·09—0·2 sind noch 4·8—11·0% aller Körner Gesteinskomponenten und bei der feinsten Fraktion (0·0—0·9 *mm*) sind nur mehr 1·1—1·8% aller Körner Gesteinskomponenten. Hingegen nimmt der Anteil an Quarz + Feldspat im umgekehrten Maße zu. Auffallend dabei ist nur, daß der Anteil an Glimmer in beiden Proben in der Fraktion 0·2—1 *mm* am stärksten ist (44·5—48·4% aller Körner) und gegen die feinen Fraktionen hin rasch abnimmt und in der feinsten Fraktion (0·0 bis 0·09 *mm*) nur mehr zwischen 4·6 und 10·5% aller Körner beträgt. Der Anteil an Calcit + Dolomit als Mineralkorn ist in der Fraktion 0·09—0·2 *mm* am größten (38·5—40·7% aller Körner), geringer in der Fraktion 0·0—0·09 *mm* (19·5—22·3% aller Körner) und am kleinsten in der Fraktion 0·2—1 *mm* (2·0—4·1% aller Körner). Hingegen ist der Anteil an karbonatischen Gesteinskomponenten in der Fraktion 0·2—1 *mm* mit 23·9—28·9% aller Körner am größten und nimmt rasch gegen die feineren Fraktionen hin ab.

Was die Korngestalt in den gröberen Fraktionen dieser Mehlsande anlangt, so sind die karbonatischen Gesteinskomponenten vorwiegend rundlich bis leicht oblong, stets kantengerundet bis stark gerundet und mit meist glatter Kornoberfläche. Die kristallinen Gesteinskomponenten sind schwach flächig bis oblong (Glimmerschiefer, Gneise), aber auch ganz unregelmäßig (Amphibolite, Granite), rundkantig bis scharfkantig und nur zum geringen Teil stärker gerundet. Bei den Quarzen als Mineralkorn ist die Korngestalt meist eckig, scherbilig und scharfkantig mit allen Übergängen zwischen rund und plattig, bei den Feldspaten oft leicht flächig. Glimmer und Chlorit sind ausgesprochen plattig, Hornblende und Epidot sind fast durchwegs deutlich oblong (Verhältnis der Korndurchmesser 1 : 2, seltener 1 : 3), Granat bildet meist rundliche Körner. Die Calcit- und Dolomitmörner sind eckig, aber meist mehr oder weniger kantengerundet. In den feinsten Fraktionen sind die Körner mit Ausnahme der plattigen Glimmer und Chlorite vorwiegend eckig, splitterig und nur manchmal schwach gerundet.

Mehlsande aus dem Stubaital

Mit den Mehlsanden aus der Schlicker Bohrung werden nun einige Mehlsande aus dem benachbarten Stubaital hinsichtlich Korngröße und mineralischer Zusammensetzung verglichen. Diese Stubaiter Mehlsande entstammen verschiedenen Niveaus der interglazialen Terrassensedimente (Riß-Würm-Interglazial). Zwei Proben entstammen dem Liegenden der Terrassensedimente, die eine davon aus den Mehlsanden nordöstlich von Mieders aus 880 *m* Höhe. Sie stellt nach bisheriger Kenntnis das am weitesten talein und auch höchstgelegene Vorkommen von interglazialen Mehlsanden im Stubaital selbst dar¹⁾. Die andere Probe aus dem Liegenden

¹⁾ Heißel W.: Quartärgeologie des Silltales, Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1932.

der Terrassensedimente ist den Mehlsanden südöstlich der Stefansbrücke am Ausgang des Stubaitales in 725 m entnommen. Zwei Proben stammen aus dem Hangenden der Terrassensedimente am Ausgang des Stubaitales nördlich von Schönberg aus 940 und 900 m.

Die Siebanalysen dieser Mehlsande ergaben einen deutlichen Unterschied zwischen den Mehlsanden aus dem Liegenden und den Mehlsanden aus dem Hangenden der Terrassensedimente sowohl hinsichtlich Korngrößen als auch mineralischer Zusammensetzung. Aber auch die einzelnen Mehlsande aus dem Liegenden zeigen untereinander Verschiedenheiten in Korngröße und Zusammensetzung, sind aber immer deutlich verschieden von den Mehlsanden aus dem Hangenden der Terrassensedimente.

So sind die Mehlsande aus dem Hangenden der Terrassensedimente (nördlich Schönberg) wesentlich gröber als die Mehlsande aus dem Liegenden der Terrassensedimente (südöstlich Stefansbrücke), die feinste Körnung unter allen diesen hier untersuchten interglazialen Mehlsanden zeigt aber der Mehlsand nordöstlich Mieders (vgl. hierzu Abb. 2), der in seiner Korngröße nicht über 0.2 mm hinausgeht, während die anderen Mehlsande in ihren Korngrößen bis zu 1 mm und mit einzelnen Körnern auch etwas über 1 mm hinausgehen.

Bei den Mehlsanden aus dem Hangenden der Terrassensedimente sind nur 4.9—6.3 Gew.-% feiner als 0.09 mm und 36.9—56.1 Gew.-% feiner als 0.2 mm, während bei den Mehlsanden aus dem Liegenden der Terrassensedimente (südöstlich Stefansbrücke) 48.7 Gew.-% feiner als 0.09 mm und 94.7 Gew.-% feiner als 0.2 mm bzw. beim Mehlsand nordöstlich von Mieders 64.7 Gew.-% feiner als 0.09 mm und 99.1 Gew.-% feiner als 0.2 mm sind (vgl. hierzu Abb. 2).

Neben diesen Unterschieden in der Korngröße und Kornverteilung sind aber auch noch deutliche Unterschiede in der mineralischen Zusammensetzung der einzelnen, verschiedenen Niveaus der Terrassensedimente entstammenden Mehlsande gegeben. So stellt der Mehlsand nordöstlich von Mieders aus dem Liegenden der Terrassensedimente einen nahezu reinen Einkristallsand dar. Gesteinskomponenten sind in diesem Mehlsand in der Fraktion 0.09—0.2 mm mit 1.8% und in der Fraktion 0.0—0.09 mm nur noch mit 0.2% aller Körner vertreten. Dieser Mehlsand ist vorwiegend ein Quarz-Feldspat-Glimmersand. Quarz + Feldspat sind in der Fraktion 0.09—0.2 mm mit 84.8% aller Körner und mit 53.6% aller Körner in der Fraktion 0.0—0.09 mm vertreten, Glimmer + Chlorit mit 48.0% in der groben und 40.8% aller Körner in der feinen Fraktion. Alle anderen Mineralien sind nur in geringen Mengen, so andere Magnesiumeisensilikate (vorwiegend Hornblende) mit 2.0—2.2%, ebenso Calcit + Dolomit mit nur 1.2—3.2% aller Körner vertreten (siehe Tabelle 2).

Die Mehlsande südöstlich der Stefansbrücke sind gegenüber den Mehlsanden nordöstlich Mieders etwas gröber (siehe Abb. 2) und auch in ihrer mineralischen Zusammensetzung verschieden. Auffallend am Mehlsand südöstlich der Stefansbrücke ist der wesentlich größere Anteil an Gesteinskomponenten. So sind 37.9% aller Körner in der Fraktion 0.2—1 mm Gesteinskomponenten (34.4% kristalline Gesteinskomponenten und 3.5% aller Körner karbonatische Gesteinskomponenten). Dieser Anteil von 37.9% aller Körner an Gesteinskomponenten sinkt dann aber bei der Fraktion 0.09—0.2 mm auf 21.7% aller Körner ab (13.9% kristalline

Tabelle 2: Mineralische Zusammensetzung der Mehlsande aus dem Schlicker Tal und der Mehlsande aus dem Liegenden und Hangenden der Terrassensedimente des Stubaitales in Prozenten der Kornzahl.

Probe	Kornstufen (Fraktion) in mm	Quarz + Feldspat in %	Calcit + Dolomit in %	Glimmer + Chlorit in %	Andere Magnesium- silikate in %	Gesteinskomponenten		Erz in %
						Karbonatische Gesteins- komponenten in %	kristalline Gesteins- komponenten in %	
Mehlsande Bohrung Schlicker Tal, 92 m unter Ansatzpunkt	0.0 — 0.09	65.0	19.5	10.5	1.2	1.5	0.3	2.0
	0.09 — 0.2	33.8	40.7	17.9	1.3	1.8	3.0	1.5
	0.2 — 1	10.4	4.1	44.5	0.9	28.9	9.5	1.7
Mehlsande Bohrung Schlicker Tal, 100 m unter Ansatzpunkt	0.0 — 0.09	69.8	22.8	4.8	1.2	0.8	0.3	1.0
	0.09 — 0.2	26.7	38.5	21.0	1.5	6.1	4.9	1.3
	0.2 — 1	9.9	2.0	48.4	1.5	23.9	13.6	0.7
Mehlsande nordöstlich Mieders in 890 m	0.0 — 0.09	53.6	3.2	40.8	2.2	—	0.2	—
	0.09 — 0.2	44.8	1.2	48.0	2.0	0.3	1.5	0.3
Mehlsande südöstlich Stefansbrücke im Lie- genden der Terrassen- sedimente in 725 m	0.0 — 0.09	64.0	5.1	24.6	2.0	0.9	2.8	0.6
	0.09 — 0.2	48.9	5.4	19.5	4.0	7.8	13.9	0.5
	0.2 — 1	42.9	3.0	15.0	1.2	3.5	34.4	—
Mehlsande nördlich Schönberg im Hangen- den der Terrassenedi- mente in 900 m	0.0 — 0.09	72.4	5.0	14.7	1.9	0.9	4.5	0.6
	0.09 — 0.2	59.0	4.1	11.5	2.6	2.9	19.7	0.2
	0.2 — 1	22.9	1.8	5.4	0.7	11.4	57.8	—

Gesteinskomponenten und 7·8% aller Körner karbonatische Gesteinskomponenten). In der feinsten Fraktion (0·0—0·09 mm) sind nur mehr 3·7% aller Körner Gesteinskomponenten (2·8% kristalline Gesteinskomponenten, 0·9% aller Körner karbonatische Gesteinskomponenten), der Anteil an Gesteinskomponenten ist dabei aber immer noch größer als bei den Mehlsanden nordöstlich Mieders. Wesentlich geringer ist bei den Mehlsanden südöstlich der Stefansbrücke gegenüber jenen nordöstlich Mieders der Anteil an Glimmer+Chlorit, der hier bei der Fraktion 0·2—1 mm nur 15·0% aller Körner beträgt und bei den feineren Fraktionen auf 19·5% und 24·6% aller Körner ansteigt. Der Anteil an Quarz+Feldspat nimmt beim Mehlsand südöstlich der Stefansbrücke von der groben zur feinsten Fraktion von 42·9% auf 64·0% aller Körner ständig zu und ist zum Teil nahezu gleich (in der Fraktion 0·09—0·2 mm), zum Teil aber größer als bei Mehlsanden nordöstlich Mieders (64·0% gegenüber 53·6% beim Mehlsand nordöstlich Mieders in der Fraktion 0·0—0·09 mm).

Deutlich verschieden von diesen Mehlsanden aus dem Liegenden der Terrassensedimente, die zwar untereinander ebenfalls Unterschiede zeigen, sind aber die Mehlsände aus dem Hangenden der Terrassensedimente nördlich Schönberg. Von den beiden hier hinsichtlich ihrer Korngröße analysierten Proben wurde nur die Probe aus 900 m auf ihre mineralische Zusammensetzung hin untersucht.

Besonders auffallend an diesem Mehlsand ist neben seiner gröberen Körnung (siehe Abb. 2) der reichliche Anteil an Gesteinskomponenten in der Fraktion 0·2—1 mm (69·2% aller Körner, davon sind 11·4% aller Körner karbonatische Gesteinskomponenten). Mit abnehmender Korngröße nimmt der Anteil an Gesteinskomponenten allerdings stark ab. In der Fraktion 0·09—0·2 mm sind zwar noch 22·6% aller Körner, davon 2·9% aller Körner karbonatische Gesteinskomponenten, während der Anteil an Gesteinskomponenten in der Fraktion 0·0—0·09 mm auf 5·4% aller Körner (davon 0·9% aller Körner karbonatische Gesteinskomponenten) absinkt.

Was die Mineralkomponenten in diesen Sanden nördlich von Schönberg anlangt, so ist der Anteil an Quarz+Feldspat in der Fraktion 0·2—1 mm wesentlich kleiner (22·9%) als bei den Mehlsanden aus dem Liegenden der Terrassensedimente (42·9% aller Körner), in der Fraktion 0·09—0·2 mm dann etwas größer (59·0% gegenüber 44·8%—48·9% aller Körner bei den Mehlsanden aus dem Liegenden der Terrassensedimente) und in der Fraktion 0·0—0·09 mm mit 72·4% aller Körner deutlich größer als bei den Mehlsanden aus dem Liegenden der Terrassensedimente mit nur 53·6—64·0% aller Körner. Hingegen bleibt der Anteil an Glimmer+Chlorit in allen Fraktionen deutlich hinter dem Anteil an Glimmer+Chlorit in den Mehlsanden aus dem Liegenden der Terrassensedimente zurück. So beträgt in der Fraktion 0·0—0·09 mm der Anteil an Glimmer+Chlorit 14·7% gegenüber 24·6—40·8% aller Körner bei den Mehlsanden aus dem Liegenden. Bei der Fraktion 0·09—0·2 mm ist das Verhältnis 11·5% gegenüber 19·5—48·0% und bei der Fraktion 0·2—1 mm 5·4% gegenüber 15·0% aller Körner. Der Anteil an Calcit+Dolomit und an anderen Magnesiumsilikaten (vorwiegend Hornblende) ist gering und nahezu gleich wie bei den Mehlsanden aus dem Liegenden der Terrassensedimente. Erz ist in allen diesen Mehlsanden immer mit weniger als 1% aller Körner vertreten.

Der Unterschied zwischen diesen Mehlsanden aus dem Liegenden und dem Hangenden der Terrassensedimente liegt also neben den Verschiedenheiten in den Korngrößen vor allem auch in der wesentlich stärkeren Beteiligung von Gesteinskomponenten in den gröberen Fraktionen bei den Mehlsanden aus dem Hangenden der Terrassensedimente. Auch der Gehalt an Karbonaten (karbonatische Gesteinskomponenten, Calcit + Dolomit) ist in der Fraktion 0.2—1 mm bei den Mehlsanden aus dem Hangenden der Terrassensedimente wesentlich größer (13.2% aller Körner) als bei den Mehlsanden aus dem Liegenden der Terrassensedimente (1.5 bis 6.5% aller Körner). Bei den feinen und feinsten Fraktionen ist der Gehalt an Karbonaten bei allen Mehlsanden annähernd gleich (um 6.0% aller Körner). Hingegen sind die Mehlsande aus dem Liegenden wesentlich glimmerreicher (15.0—48.0% aller Körner innerhalb der einzelnen Fraktionen) als die Mehlsande aus dem Hangenden der Terrassensedimente mit 5.4—14.7% aller Körner innerhalb der einzelnen Fraktionen.

Was die Korngestalt der einzelnen Körner in diesen Mehlsanden anlangt, so sind zwischen den Mehlsanden aus dem Liegenden und den Mehlsanden aus dem Hangenden der Terrassensedimente keine deutlichen Unterschiede gegeben, höchstens daß die Mehlsande im Liegenden, besonders jene nordöstlich Mieders, eine etwas bessere Rundung aufweisen. Die karbonatischen Gesteinskomponenten sind bei allen diesen Mehlsanden teils rundlich, teils oblong, stets kantengerundet bis gut gerundet. Die kristallinen Gesteinskomponenten sind vielfach unregelmäßig in ihrer Form, aber auch flächig bis oblong, oft scharfkantig bis rundkantig und nur zum geringen Teil stärker gerundet. Sie sind aber gegenüber den Gesteinskomponenten aus dem Schlicker Tal auf Grund ihrer meist größeren Transportweite doch etwas besser gerundet. Quarz + Feldspat sind in allen Fraktionen meist eckig, scharfkantig, mit allen möglichen Kornformen. Die Feldspate sind oft leicht flächig (Spaltbarkeit), Glimmer + Chlorit sind ausgesprochen plattig, die Hornblende meist oblong mit Verhältnissen der Durchmesser bis 1:3. Granat bildet meist rundliche Körner. Calcit + Dolomit sind eckig, aber meist mit mehr oder weniger gerundeten Kanten, in den feineren Fraktionen kommen manchmal rhomboedrische Kornformen vor.

Zusammenfassung

Die sedimentären Ablagerungen aus dem Schlicker Tal stellen in den oberen Teilen der Bohrung (Ansatzpunkt bei zirka 1400 m) einen Komplex von Sanden verschiedener Körnung und Kiesen dar, die verschieden große kalkig-dolomitische Komponenten enthalten. Größere kristalline Komponenten fehlen in den oberen Teilen dieser Ablagerung nahezu ganz, nehmen aber gegen die Tiefe an Zahl etwas zu. Von 43 m an, also von zirka 1350 m folgt ein Komplex vorwiegend grauer bis gelblichgrauer, vereinzelt etwas bräunlicher, meist sehr glimmerreicher Mehlsande, der bis auf 1300 m Seehöhe durch diese Tiefbohrung erschlossen wurde, ohne daß aber das Anstehende erreicht wurde. In den tiefsten Teilen dieses Profils sind die Mehlsande locker, nach oben zu sind sie mehr oder weniger tonig, was in vielen Fällen zu oft leicht gebänderten und auch nicht mehr so lockeren Mehlsanden führt. In den tieferen Teilen enthalten diese sonst

sehr gleichmäßigen Mehlsande gröbere Beimengungen, teils Kalke und Dolomite des Brennermesozoikums, teils Gesteine des Stubai Kristallins, in den böheren Horizonten dieser Mehlsande ist nur eine stärkere Beimengung kalkig-dolomitischer Komponenten aus dem Brennermesozoikum festzustellen. Innerhalb der Feinsande selbst sind, abgesehen von den groben Beimengungen, 67.9—77.9 Gew.-% Karbonate und 22.1—32.1 Gew.-% Nichtkarbonate, wobei im Bereich dieser Bohrung der Anteil der Karbonate mit zunehmender Tiefe ansteigt.

Die diesen Mehlsanden aus dem Schlicker Tal nächstgelegenen Mehlsande im Stubaital nordöstlich Mieders gleichen jenen wohl in der Kornzusammensetzung, sind aber in ihrer mineralischen Zusammensetzung gänzlich verschieden, besonders was die Beteiligung von karbonatischen Komponenten betrifft, die in den Mehlsanden nordöstlich von Mieders nahezu ganz fehlen, während sie bei den Mehlsanden aus dem Schlicker Tal einen wesentlichen Anteil ausmachen. Auch in der Beteiligung der anderen unterschiedenen Mineralien ist ein deutlicher Unterschied zwischen diesen beiden Mehlsanden gegeben.

Auf Grund der gänzlich verschiedenen Zusammensetzung hinsichtlich Mineralgehalt ist also nicht anzunehmen, daß diese Sande im Schlicker Tal vom Stubaital aus in das Schlicker Tal hineingebracht worden sind, sondern es ist wahrscheinlich, daß es sich bei den Sanden im Schlicker Tal um eine gegenüber den Sanden des Stubaitales selbständige Bildung handelt. Gegen einen Zusammenhang mit den Mehlsanden im Stubaital spricht auch ihre Höhenlage um 1300 m, während nach bisheriger Kenntnis die höchstgelegenen Vorkommen von Mehlsanden im Stubaital selbst bei 880 m liegen.

Für die Mehlsande des Stubaitales ist interglaziales Alter (Riß-Würm Interglazial) gegeben. Für die Mehlsande im Schlicker Tal ist aber ein jüngerer Alter wahrscheinlich, möglicherweise sind es Ablagerungen, die im Zusammenhang mit der Schlußvereisung stehen. Das Ende des Schlerngletschers lag zu jener Zeit wahrscheinlich am Ausgang des Schlicker Tales und es ist durchaus denkbar, daß der Schlicker Bach durch die Endmoränen des Schlerngletschers oder durch Talübertiefung im Zungengebiet gestaut wurde und es zu jenen mächtigen fluviatilen Ablagerungen gekommen ist, die durch diese Bohrung erschlossen wurden.

Was die Herkunft der mineralischen Komponenten in den Sanden aus dem Schlicker Tal anlangt, so entstammen die karbonatischen Komponenten den aus Gesteinen des Brennermesozoikums aufgebauten Kalkkögeln, die die Umrahmung des Schlicker Tales bilden. Die kristallinen Komponenten sind Stubai Kristallin und sind Erratika älterer Hocheiszeiten und deren Aufarbeitungsprodukte. Quarz und Glimmer können auch den in den Kalkkögeln anstehenden Raiblerschichten entstammen.

Die Komponenten der Mehlsande des Stubaitales entstammen vorwiegend dem Stubai Kristallin und nur im geringen Maße aus Brennermesozoikum und in den äußeren Teilen des Stubaitales auch den Schieferhüllen.

Innerhalb der Mehlsande der interglazialen Terrassensedimente sind ebenfalls Unterschiede zwischen den Mehlsanden im Liegenden (nordöstlich Mieders, südöstlich Stefansbrücke) und den Mehlsanden im Hangenden der Terrassensedimente (nördlich Schönberg) gegeben. Erstere sind wesent-

lich feiner und auch ärmer bzw. nahezu frei (nordöstlich Mieders) an karbonatischen Komponenten, letztere gröber und auch reicher an karbonatischen Komponenten. Der Glimmergehalt ist in den Mehlsanden im Liegenden der Terrassensedimente größer als bei den Mehlsanden im Hangenden der Terrassensedimente.

Es macht sich also bei den Mehlsanden im Hangenden der Terrassensedimente eine stärkere Beeinflussung aus Gebieten mit größerer Beteiligung karbonatischer Gesteine (Bronnermesozoikum, Schieferhüllen) bemerkbar, während bei den Mehlsanden im Liegenden der Terrassensedimente dieser Einfluß stärker zurücktritt, was auf eine Belieferung aus anderen Teilen des Einzugsgebietes (z. B. inneres Stubaital) zurückzuführen ist.

Das nahezu vollkommene Fehlen karbonatischer Komponenten in den Mehlsanden nordöstlich Mieders ist möglicherweise auf ein bereits primäres Zurücktreten der Karbonate zurückzuführen, derart, daß die seinerzeitige Beschickung an Gesteinsmaterial mehr oder fast ganz aus dem Stubaiertal erfolgte und daß die seitlichen karbonatischen Zubringer nicht wirksam waren, worauf auch die gute Aufbereitung dieser Sande hindeuten würde, die einen längeren Transportweg voraussetzt. Es wäre aber auch möglich, daß vorhandengewesene Karbonate bei der guten Aufbereitung dieser, in ihrer Korngröße nicht über 0.2 mm hinausgehenden Mehlsande weitgehend zerkleinert, gelöst und weggeführt worden sind.

Zur Kenntnis der Grundwasserverhältnisse der Umgebung von Lienz, Villach, Klagenfurt und Wolfsberg

Von Nikolaus Anderle
(Mit Tafel XXII und XXIII)

Inhalt

	Seite
I. Einleitung	337
II. Die Grundwasserverhältnisse des Villacher Beckens	340
1. Der geologische Aufbau des Villacher Beckens	340
2. Die Grundwasserverhältnisse im Villacher Becken	343
III. Die Grundwasserverhältnisse der Umgebung von Lienz	347
1. Der geologische Aufbau des Beckens von Lienz in Osttirol	347
2. Die Grundwasserverhältnisse des Lienzer Beckens	349
IV. Die Grundwasserverhältnisse im Becken von Klagenfurt	351
1. Der geologische Aufbau der Umgebung von Klagenfurt	351
2. Die Grundwasserverhältnisse im Becken von Klagenfurt	354
V. Die Grundwasserverhältnisse von Wolfsberg und Umgebung	359
1. Der geologische Aufbau von Wolfsberg und Umgebung	359
2. Die Grundwasserverhältnisse von Wolfsberg und Umgebung	361
Literaturverzeichnis	365

I. Einleitung

In der vorliegenden Arbeit sollen für die industriell wichtigeren Gebiete Kärutens und Osttirols die Grundwasserverhältnisse einiger größerer Städte und deren Umgebung kurz erläutert werden. Es wurden daher für die Gebiete Villach, Klagenfurt, Wolfsberg und Lienz Grundwasserkarten im Maßstabe 1 : 50.000 (Tafel XXII und XXIII) entworfen, in welchen die Grundwasserverhältnisse dieser Räume übersichtlich dargestellt werden konnten.

In den von den Grundwasserkarten erfaßten Gebieten sind vorwiegend jene Räume der Umgebung der oben erwähnten Städte eingeschlossen, die für die Wasserversorgung der Stadt- und Industriezentren von Bedeutung sind. Darüber hinaus ergeben sich mit Hilfe der in den Grundwasserkarten erfaßten räumlichen Verteilung der Grundwasserreserven für die Stadtplanung bedeutungsvolle Aspekte im Hinblick auf die landwirtschaftlich und gärtnerisch nutzbaren Bodenflächen, für deren Regelung des Wasserhaushaltes auch das Grundwasser eine wesentliche Rolle spielt.

In den beiliegenden Grundwasserkarten (Tafel XXII und XXIII) Villach, Klagenfurt, Wolfsberg und Lienz ist entsprechend der für den gewählten Maßstab 1 : 50.000 beabsichtigten Übersichtsdarstellung der Grundwasserverhältnisse der Abstand des von der Erdoberfläche entfernten Grund-

wasserspiegels in den Vordergrund gestellt worden, wobei der Abstand des Grundwasserspiegels in mehrere Tiefenbereiche gegliedert wurde. Allgemeine Gesichtspunkte waren dabei maßgebend; so daß die in der Grundwasserkarte getroffene Einteilung der Tiefenbereiche auch planungstechnischen Bedürfnissen entspricht. In der Grundwasserkarte sind daher folgende Tiefenbereiche des Grundwasserspiegels ausgeschieden:

1. Tiefe des Grundwasserspiegels	0—2 m	unter der Erdoberfläche		
2. „ „ „	2—4 m	„	„	„
3. „ „ „	4—7 m	„	„	„
4. „ „ „	tiefere als 7 m	„	„	„

Bei dieser getroffenen Einteilung wurde entsprechend der Abgrenzung der gegliederten Grundwassertiefenbereiche der durchschnittliche Grundwassermittelstand zugrunde gelegt, ähnlich wie dies auch bei oberirdischen Gewässern, wie z. B. bei Flußläufen und Seen durch den für hydrologische Zwecke ermittelten Flußspiegelmittelstand oder durch die Fixierung des mittleren durchschnittlichen Seespiegels im allgemeinen üblich ist. Durch Tief- oder Hochstände beeinflusste mögliche Veränderungen des Grundwasserspiegels wurden in den Karten nicht berücksichtigt. Es würde dies auch mit dem Darstellungsprinzip einer Grundwasserkarte nicht zu vereinbaren sein. Die Veränderungsformen des Grundwasserspiegels werden in den folgenden Abschnitten noch näher besprochen werden, so daß dadurch einer entsprechenden Ergänzung der in der Natur tatsächlich vorkommenden Erscheinungen gegenüber der in den Karten festgehaltenen durchschnittlichen starren Verhältnisse in geeigneter Form Rechnung getragen wird.

Gemäß der durch Hoch- und Tiefwasserstände beeinflussten Grundwasserspiegelveränderungen verschneiden sich häufig die tatsächlichen Verhältnisse der Natur mit jenen in den Grundwasserkarten als Durchschnitt festgehaltenen Mittelwerte der abgegrenzten Grundwassertiefenbereiche. Die in der Karte festgehaltenen Grenzlinien zwischen den einzelnen Grundwassertiefenbereichen verlagern sich also bei überdurchschnittlichen Verhältnissen entweder zum Flußlauf- oder auch wenn es sich um einen in der Umgebung eines Sees befindlichen Grundwasserspiegel handelt, zum See- oder in entgegengesetzter Richtung. Der erstere Fall tritt bei Niederwasser ein, während im zweiten Fall Hochwasserstände auch größere Gebiete in die oberste Tiefenstufe des Grundwasserbereiches einbeziehen können.

Wie schon oben erläutert, wurden die nahe unter der Erdoberfläche gelegenen Grundwasserbereiche in drei Tiefenstufen gegliedert, wobei die oberste Zone mit einem Grundwasserbereich von 0—2 m unter Flur alle Sumpfgebiete umfaßt. Jedoch beschränkt sich diese Zone nicht nur auf die Sumpfgebiete, denn bei Sumpfgebieten liegt der Grundwasserspiegel meist zwischen 0—1 m unter Flur, was eine entsprechende Versauerung des Bodens und der Vegetation bedingt. Sie umfaßt auch die für Grünland und zum Teil auch für Ackerbau gut geeigneten Alluvialgebiete der Flußtäler. Abgesehen von den entwässerungsbedürftigen Sumpfgebieten, die besonders in den Alpentälern große Räume einnehmen, gehören hierher jene landwirtschaftlichen Gebietsstreifen, bei welchen durch die günstigen hydrologischen Verhältnisse des Bodens die besten

Ertragsbedingungen erreicht werden können. Der Boden ist durch eine hinreichende Feuchtigkeit gekennzeichnet, so daß die meisten Kulturpflanzen ihren Wasserbedarf bei Ermangelung von entsprechenden Niederschlägen noch aus dem Grundwasserbereich decken können, sofern es sich nicht um zu nasse, durch zu hohen Grundwasserstand entstandene Sumpfgelände handelt.

Die zweite Tiefenstufe des Grundwasserbereiches umfaßt jene Flächen, die im allgemeinen eine Grundwassertiefe von 2—4 *m* unter Flur aufweisen. Diese Böden sind in den meisten Fällen vorzüglich für Ackerkulturen geeignet und teilweise noch bei geeigneten Bodenverhältnissen auch für Wiesen und Weidenkulturen nutzbar. Von gewissen Tiefwurzlern — und solche gibt es unter den für den Ackerbau nutzbaren Kulturpflanzen eine große Zahl — wird noch das dem Grundwasser aufsitzende Kapillarwasser von den Pflanzen erreicht, so daß auch hier in vielen Fällen noch eine zusätzliche Wassermenge der Pflanze zur Verfügung steht. Auch kann der Grundwasserspiegel, meist durch Flußspiegelveränderungen hervorgerufen, in dieser Zone ganz erheblich steigen, so daß diese Flächen oft vorübergehend eine Grundwassertiefe erreichen, die über der 2 *m* Grenze zu liegen kommt. Tritt dieser Zustand während der Vegetationsperiode ein, so beziehen die auf diesen Flächen angebauten Kulturpflanzen ebenfalls vom Grundwasserbereich ihren notwendigen Wasserbedarf.

Auch diese Flächen werden meist von den Flußalluvionen eingenommen, so daß durch die in der Grundwasserkarte vorgenommene Gliederung der Grundwassertiefenbereiche in den meisten Fällen schon eine geologisch-morphologische Grenze der Flußtäler deutlich wird.

Die dritte Stufe mit einer Grundwassertiefe von 4—7 *m* unter der Erdoberfläche bildet in den meisten Tallagen eine Übergangzone zu den größeren Tiefenbereichen des Grundwasserspiegels. Sie ist nicht überall in der Karte zum Ausdruck gebracht, weil die Grenze zwischen diluvialen oder auch altalluvialen Hochflächen häufig durch terrassenförmige Stufen gebildet wird, so daß infolge des kleinen Maßstabes die in der Karte darzustellende Übergangzone vielfach weggelassen werden mußte. Von dieser Zone werden entweder noch altalluviale Flächen eingenommen oder es sind auch schon diluviale Niederterrassen davon betroffen, die einen relativ hohen Grundwasserspiegel aufweisen.

Die in der Grundwasserkarte ausgeschiedenen Flächen mit einer Grundwassertiefe von mehr als 7 *m* entsprechen geologisch hauptsächlich den diluvialen Hochterrassenflächen oder auch den Schuttkegeln, in denen sich das Grundwasser infolge der großen Durchlässigkeit der diluvialen Ablagerungen in größeren Tiefen aufhält und die daher je nach Boden- und Niederschlagsverhältnissen häufig ausgesprochene Trockengebiete darstellen. Allerdings hängt der Trockenheitsindex eines Gebietes auch von den Niederschlagsmengen ab, so daß nicht alle unter dieser Gruppe zusammengefaßten Flächen als Trockengebiete anzusehen sind.

In Gebieten, in welchen das Grundwasser in mehreren Grundwasserhorizonten verbreitet ist und wo daher mehrere Grundwasserstockwerke übereinandergelagert sind, wurde in den Grundwasserkarten immer der jeweilig oberste, d. h. der erste unter der Erdoberfläche erreichbare Grundwasserspiegel dargestellt. Es war dies auch naheliegend, denn die Bedeutung des obersten Grundwasserspiegels und seine Beziehungen mit der Erdober-

fläche sollte in erster Linie in den Vordergrund gestellt werden. In den meisten Fällen sind wir auch gar nicht näher über Lage und Mächtigkeit der tiefer unter Flur gelegenen Grundwasserstockwerke orientiert, so daß diese Verhältnisse nicht in den Kreis der systematischen Betrachtung einbezogen werden konnten. Die Existenz der tiefer gelegenen Grundwasserstockwerke bedeutet allerdings einen sehr wesentlichen Faktor im Wasserhaushalt der Natur, so daß häufig im Bedarfsfalle die Wassergewinnung auf das tiefere Grundwasserstockwerk ausgedehnt werden mußte, wenn die Wasserergiebigkeit des obersten Grundwasserstockwerkes nicht entsprechend ausreichte. In den meisten Alluvionen und auch im Bereich der Diluvialgebiete unserer Alpenländer sind infolge des häufig auftretenden Schichtwechsels der lockeren Absatzgesteine (Sedimentationsrhythmus zwischen feinkörnigen Tonen, Lehmen und grobkörnigen Sanden, Kiesen und Schotterablagerungen) häufig mehrere übereinandergelagerte Grundwasserstockwerke vorhanden, so daß, wenn das oberste Grundwasserstockwerk keine besondere Mächtigkeit aufweist, größere Wassermengen für Industierzwecke erst in tieferen Grundwasserstockwerken gewonnen werden können.

Auch das in tieferen Grundwasserstockwerken häufig auftretende gespannte artesische Grundwasser wurde im Rahmen der Grundwasserkarten nicht näher in Betracht gezogen, denn die diesbezüglichen Forschungsergebnisse sind bis auf die Kenntnis über kleinere Gebiete im gesamten Bundesgebiet noch sehr lückenhaft. Es ist klar, und das haben auch schon einige wenige Versuche gezeigt, daß das artesische Grundwasser in den Alpentälern häufig eine große Rolle spielt und eine regionale Verbreitung aufweist. Es muß daher einer weiteren systematischen Forschung der artesischen Grundwasserbereiche in Zukunft eine erhöhte Bedeutung beigemessen werden.

II. Die Grundwasserverhältnisse des Villacher Beckens

1. Der geologische Aufbau des Villacher Beckens

Die Anlage des Villacher Beckens ist tektonisch bedingt und geht auf die gebirgsbildenden Ereignisse des der Eiszeit vorangegangenen Tertiärzeitabschnittes zurück. Dagegen ist der heute in Erscheinung tretende geologische Aufbau des Villacher Beckens im wesentlichen ein Ergebnis der in diesem Raume erfolgten diluvialen Ereignisse, die durch die Bewegungsphasen des Drau-, Gail- und Gegendtalgletschers beherrscht waren. Die Ablagerungen der Eiszeit bestimmen im Villacher Becken den heutigen Rahmen und beeinflussen im allgemeinen die in der Umgebung von Villach vorhandenen Grundwasserverhältnisse.

Den N-Rand des Villacher Beckens bildet das kristalline Grundgebirge des Wollanig, des Oswaldibergl und der Gerlitzten. Im W wird das Becken von den Ausläufern des Dobratsch und des Bleiberger Erzberges begrenzt, die vorwiegend aus sedimentogenen Triaskalken bestehen. Im S bildet die Gail-Faakerseefurche, welche im S von dem Gebirgszug der Karnischen Alpen und der Karawanken begrenzt ist, die Grenze des Villacher Beckens.

Das Villacher Becken ist zum größten Teil von eiszeitlichen Ablagerungen begrenzt. Postglazial sind große Teile des Villacher Beckens von den Flußalluvionen des Drau- und des Gailflusses sowie des aus dem N kommenden

Seebaches bedeckt worden, so daß besonders die östlich und südlich der Stadt Villach gelegenen Gailauen von jüngeren Flußsedimenten eingenommen werden.

Im allgemeinen wird das Villacher Becken von vier voneinander abweichenden charakteristischen Landschaftstypen beherrscht, deren Gestaltungsbild auf die eiszeitlichen Vorgänge zurückzuführen sind und die in bezug auf die Grundwasserverhältnisse typische Gesetzmäßigkeiten beinhalten.

1. Das Gebiet der östlich der Stadt Villach und des Gailflusses gelegenen Dobrawa, die die zwischen dem Gailfuß und dem Faakersee gelegenen Höhenrücken aufbaut. Sie bildet einen Moränenwall des Draugletschers, welcher beim Rückzug desselben während eines Stillstandes zur Ablagerung gekommen ist.

2. Die besonders westlich von Villach gelegenen Hochterrassenflächen, welche die zwischen Obere Fellach, St. Georgen und Villach gelegenen Flächen und nördlich der Drau die Flächen der Umgebung von Lind aufbauen. Sie bestehen vorwiegend aus den Eiszeitschottern und -sanden der Würm- und Nachwürmzeit.

3. Die mehrfach in der Umgehung von Villach verbreiteten Toteislandschaften, die besonders die Umgebung des Eggerteiches im W, die Umgebung der St. Leonharder Seen im N und die Umgebung des St. Magdalen Sees im O der Stadt in eine stark in Höhenkuppen, Wannern, Mulden und Talgerinnen gegliederte Landschaft auflösen. In diesen Gebieten blieben schon mit dem Hauptgletscher nicht mehr in Verbindung stehende Eisreste längere Zeit zurück, wodurch eine verstärkte eigentümliche Erosionsbasis geschaffen wurde und somit die für dieses Gebiet typischen Grundwasserverhältnisse geschaffen wurden.

4. Das Gebiet der Flußauen, die in der Umgebung Villachs, besonders im O der Stadt, das Auengelände des Drau- und Gailflusses aufbauen. Im N bei St. Ruprecht bei Villach wird besonders das Verlandungsgebiet des Ossiacher Sees von den jüngsten Ablagerungen des Alluviums eingenommen. Diese Gebietsflächen sind zum Teil aus anmoorigen Bodenablagerungen aufgebaut, während der tiefere Untergrund aus den Gegendal-schottern des Treffnerbaches besteht.

Morphologisch zeichnen sich die Würmzeitschotterablagerungen durch eine im W Villachs gegen die Stadt gerichtete Terrassengliederung in der Landschaft ab. Das gleiche Bild findet sich auch in der terrassenförmigen Anordnung der Bodenflächen, welche nördlich der Drau die Umgebung von Lind aufbauen. Die Mächtigkeit der Ablagerungen wechselt stark. Sie werden vorwiegend von Sanden und Schotteru zusammengesetzt, die sich besonders in den größeren Tiefen, häufig aber schon nahe der Oberfläche unter dem Druck der Eislast zu zusammenhängenden, aber chemisch noch nicht diagenetisierten Konglomeraten verfestigt haben.

Davon abweichend sind die Verhältnisse im Bereich der oben erwähnten Toteislandschaften. Dort sind die Ablagerungen einem stärkeren Wechsel zwischen grobkörnigen (Schotter, Sande) und feinkörnigen Ablagerungen (Bändertone) unterzogen, wodurch auf Grund der starken Differenzierung und Unregelmäßigkeit der glazialen Ablagerungen auch die Grundwasserverhältnisse davon betroffen sind.

Die terrassenförmige Anordnung der Würmschotterablagerungen im W und N Villachs weist auf eine größere Mächtigkeit dieser Ablagerungen hin. Wir verfügen leider aus diesem Raum der näheren Umgebung Villachs noch über keine entsprechenden Tiefenbohrungen, die entsprechende Hinweise über die Mächtigkeiten der glazialen Ablagerungen einwandfrei geben könnten. Auf Grund der Morphologie des Geländes und mit Hilfe der zur Verfügung stehenden Aufschlüsse kann aber mit gutem Recht angenommen werden, daß die westlich von Villach verbreiteten Würmschotterablagerungen Mächtigkeiten zwischen 30—100 *m* einnehmen können. Auch für die im Bereich der nördlich der Drau zwischen Lind und der Ortschaft Gritschach (am Fuße des Oswaldibergl) gelegenen Würmterrassen müssen Ablagerungsmächtigkeiten angenommen werden, die zwischen 20 und 70 *m* schwanken, so daß beiderseitig der Drau eine annähernde Übereinstimmung im Niveau der Rückzugterrassen vorzuliegen scheint.

Die nach der Eiszeit erfolgte Flußsedimentation des Drau- und Gailflusses hat ebenfalls eine Terrassengliederung zwischen älteren und höher gelegenen Altterrassen und jüngeren und tiefer gelegenen Jungterrassen hervorgerufen. Sie bestehen ebenfalls vorwiegend aus Schotterablagerungen, können aber manchmal tonige Einlagerungen aufweisen, wie sie beispielsweise durch eine anlässlich des Baues der Villacher Eisenbahnbrücke erfolgten Tiefbohrung ergründet werden konnten. — Von dem Villacher Stadtgebiet verfügen wir über zwei bekanntgewordene Tiefbohrungen, die gewisse Anhaltspunkte über die Untergrundverhältnisse gegeben haben. Die vor dem ersten Weltkrieg durchgeführte Bohrung in der Nähe der Peraukirche wurde von Bialowitz angeblich bis zu einer Tiefe von 120 *m* vorgetrieben. Leider existieren darüber keine geologischen Aufzeichnungen. Es ist davon nur bekannt, daß der Felsuntergrund nicht erreicht wurde. Nicht bekannt ist aber, ob die Grenze zwischen alluvialen Flußablagerungen und glazialen Untergrund erreicht werden konnte. Bei der vorhin erwähnten Bohrung der Eisenbahnbrücke wurden etwa 30 *m* unter der Erdoberfläche tonige Ablagerungen erschlottet, die mit guten Gründen als feinkörnige, verlehmt tonige limnische Flußsedimente beurteilt werden können. Es wäre denkbar, daß diese Feinsedimentation des Untergrundes mit den während des Ausganges der Eiszeit ursächlich in Zusammenhang stehenden Stauseeansammlungen im Villacher Becken erklärt werden kann. — Auf diese Frage soll aber hier nicht näher eingegangen werden. — Bedeutungsvoll ist in diesem Fall nur, daß die Füllschotter der Drau und der Gail im Villacher Becken Mächtigkeiten von 30 *m* aufweisen; die tatsächliche Mächtigkeit des Alluviums aber noch wesentlich größere Ausmaße betragen dürfte.

Das Gebiet der Dobrawa im O des Villacher Beckens umfaßt hauptsächlich die Ablagerungsbereiche der zwischen Riss und Würm abgesetzten Förderlacher Schotter, die auf älteren den Faakerseekonglomeraten identifizierbaren Konglomeratablagerungen aufliegen und die durch Moränenlehme des Riss-Stadiums getrennt sind. Die Riss-Moränen sind an zwei Stellen erkennbar. Stini hat auf die besonders dafür bezeichnenden Aufschlüsse bei Tschinowitsch und bei der Wernberger Dranschleife schon mehrfach hingewiesen. Die Mächtigkeit der darüberliegenden Schotter habe ich 1952 mit 30—50 *m* angenommen. Auf diese Mächtigkeit weist die in manchen Gebieten des Dobrawabereiches bekanntgewordene Grund-

wassertiefe hin. Jedoch scheinen die Mächtigkeiten der Förderlacher Schotter auf Grund der ebenfalls glazial bedingten unregelmäßigen Untergrundverhältnisse der Dobrawa häufig zu wechseln, was des öfteren auf Grund der im Dobrawagebiet verbreiteten oberflächennahen Grundwasserströme erkennbar wird. Es kann sich in diesen Fällen entweder um schon durch die Erosion bloßgelegten Riss-Untergrundlöhne handeln, die bisher noch nicht aufgeschlossene Abdichtungshorizonte als Grundwasserstauer darstellen oder es sind im Bereich der Förderlacher Schotter Verdichtungshorizonte vorhanden, die als Wasserstauer das Grundwasser in höheren Stockwerken festhalten. Unter Ausnützung solcher Verhältnisse entstand in letzter Zeit die Ortschaft Mittewald auf der Dobrawa, wo das Grundwasser durch nicht allzu tief reichende (die Tiefe von 10 m wurde nirgends überschritten) Brunnenanlagen erreicht werden konnte.

2. Die Grundwasserverhältnisse im Villacher Becken

Die Grundwasserkarte von Villach (Tafel XXII) veranschaulicht die hydrologischen Verhältnisse des Villacher Beckens. Die Grundwasserverhältnisse des Beckens werden von den geologischen Verhältnissen des Untergrundes beeinflusst. So ist die Fließrichtung des Grundwassers von der Richtung der Flußtäler abhängig, so daß aus verschiedenen Richtungen die Grundwasserströme sich im Villacher Becken vereinigen. Die Beckennatur des Villacher Beckens wurde schon oben näher gekennzeichnet. In dieses münden von N das Treffner Tal, von NW das Drautal, von W das Bleiberger Tal und von SW das Gailtal. Die Talrichtungen bestimmen im allgemeinen auch die Fließrichtung der Grundwasserströme, so daß im Villacher Becken aus nördlicher und westlicher Richtung vier Grundwasserströme zusammenlaufen, die sich im Beckengebiet zu einem zusammenhängenden Grundwassersee vereinigen, der ganz allgemein in südwestlich-nordöstlicher Richtung ein geringes Gefälle von 2—3‰ aufweist. Die Dobrawa bildet im O des Villacher Beckens einen natürlichen Stauwall, der die O-Seite des Beckens abschließt und die Drau bei der Wernberger Drauschlinge zum Durchbruch gezwungen hat. Auch das Grundwasser des Beckens strömt gegen die erosionsbedingte Durchbruchsstelle zu und entwässert sich in östlicher Richtung in der von der Drau geschaffenen Erosionsfurche zwischen St. Ulrich, Wernberg und Förderlach.

Im Villacher Becken wird das aus den vier Talrichtungen einströmende Grundwasser angestaut. Die Höhe des Grundwasserspiegels wird vorwiegend von der Höhe und von dem Gefälle des Drau- und Gailflußspiegels beeinflusst. Es zeigt sich sowohl im Stadtgebiet als auch in dem im O und S der Stadt verbreiteten Auengelände, daß in diesem Bereich der Grundwasserspiegel mit dem Flußspiegel des Drau- und Gailflusses konform geht, wodurch die allgemeine Lage des Grundwasserspiegels ohne Schwierigkeiten bestimmt werden kann. Aus der Grundwasserkarte (Tafel XXII) geht hervor, daß große Gebiete des vorhin erwähnten Auengeländes von seichtem oberflächennahem Grundwasser eingenommen werden und daß der Abstand des obersten Grundwasserspiegels von der Erdoberfläche von dem gegen die Flußläufe gerichteten Geländegefälle abhängig ist. Im Bereich der alluvialen Ablagerungen der Drau liegen die größten Grundwassertiefen etwa 10 m unter der Erdoberfläche. Besonders das Gelände der beiden

Villacher Bahnhöfe und der angrenzenden Stadtteile weisen 10 m tief liegende Grundwasserbereiche auf, so daß in diesen Gebieten erst 10 m unter der Erdoberfläche der erste Grundwasserspiegel erreicht werden konnte.

Auf Grund der geologischen Verhältnisse des durch die Drau und die Gail gebildeten Sedimentationsgebietes kann angenommen werden, daß das oberste erfaßbare Grundwasser dieses Gebietes eine Mächtigkeit von bis zu 30 m aufweist. Begrenzt dürfte die Sohlentiefe des obersten Grundwasserstockwerkes durch den 30 m unter der Erdoberfläche bei der Eisenbahnbrücke angetroffenen Tonhorizont sein. Es kann aus geologisch-entwicklungsgeschichtlichen Gründen dann weiterhin angenommen werden, daß dieser im tieferen Untergrund angetroffene Tonhorizont kein Schichtfallen, hzw. keine geeignete Streichrichtung aufweist und daher im allgemeinen mit einer mehr oder weniger gleichförmigen Grundwassermächtigkeit im Bereich des Villacher Alluvialgebietes gerechnet werden kann. Über tiefer liegende Grundwasserstockwerke können auf Grund der heute zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten keine näheren Angaben gemacht werden. Es ist aber sicher mit der Existenz von tiefer liegenden Grundwasserstockwerken zu rechnen; nur haben wir noch keine sichere Möglichkeit zu beurteilen, inwieweit in diesen Tiefen artesische Grundwasserhorizonte in Erscheinung treten und mit welchen Wassermengen und -ergiebigkeiten aus diesen Grundwassertiefen gerechnet werden kann.

Die Grundwasseroszillationen des Alluvialbereiches im Villacher Becken werden vorwiegend von den Flußspiegelschwankungen der Drau und der Gail beeinflusst. Sie können beträchtliche Ausmaße sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung einnehmen. Dabei ist die Reaktionsfähigkeit im Hinblick auf die Veränderungen des Grundwasserspiegels gegenüber den Flußspiegelschwankungen der östlich von Villach zusammenlaufenden Flüsse (Seebach, Drau und Gail) sehr groß, was hauptsächlich auf die Dreiecksform der im O der Stadt zusammenlaufenden Flußrichtungen zurückzuführen ist. Gleichzeitig bildet die Dobrawa an der O-Seite des Gailflusses einen natürlichen Stauwall, wodurch der Abfluß der Flußläufe gehindert ist und dadurch die Abflußgeschwindigkeiten desselben herabgemindert werden. Die gleiche Wirkung wird auch in dem sich ebenfalls nach O abströmenden und entwässernden Grundwasserstrom hervorgerufen, so daß während der Hochwasserzeiten eine Anstauung der Grundwasservorräte eingeleitet wird, die eine langsame Entwässerung nach erfolgter Senkung des Flußspiegels der Drau und der Gail nach sich zieht.

Das Ausmaß der Grundwasseroszillationen hängt von den Flußspiegelschwankungen ab, die bei Villach in extremen Fällen bis zu 5 m betragende Veränderungen erreichen können. Die Beeinflussung und die Veränderung des Grundwasserspiegels erfolgt im Bereich des Villacher Alluvialgebietes nicht etwa vielleicht nur durch die natürlichen und mathematisch ableitbaren Durchsickerungsgeschwindigkeiten, die sich aus dem Spiegelgefälle und aus dem Korngrößenverhältnis des Bodens als Grundwasserstauer ergeben würde. Im Villacher Becken sind mehrere Faktoren an den Grundwasserveränderungen gleichzeitig mithestimmend. Hervorragend beteiligt an den raschen, häufig spontan sich auslösenden Grundwasseranstiegen ist jener aus den oben schon erwähnten Gründen bedingte unterirdisch sich abspielende Grundwasserrückstau, der einen viel rascheren

Anstieg des Grundwasserspiegels im Villacher Becken hervorruft als es vielleicht den normalen Durchsickerungsgeschwindigkeiten des Bodens entsprechen würde. Gleichzeitig beeinflussen die aus dem W, besonders aus sedimentogenen Gebieten des Dobratsch-, Heiligengeister- und Bleiberger Gebietes herabziehenden unterirdischen Grundwasserströme die Grundwasserspiegelschwankungen, so daß auf diese Weise von dritter Seite eine wirksame Beschleunigung der Grundwasseransammlungen im Villacher Becken verursacht wird. Alle diese Faktoren sind maßgebend an den besonders im S und O des Stadtgebietes sich abspielenden Grundwasser-Veränderungen, die die häufig auftretenden Extremwerte erklären lassen und die entsprechend der Tiefenlage der den Flußläufen benachbarten Flußauen ganze Gebiete zeitweise unter Wasser setzen, wobei es in diesen Fällen sich nicht allein um reines Überschwemmungswasser handelt, sondern die Überflutungen durch das gehobene Grundwasser verursacht werden. Besonders die Schneeschmelzen des Dobratsch- und Bleiberger Gebietes verursachen im Villacher Becken länger anhaltende hohe Grundwasserstände, die schon ganze Gebietsstreifen an der Bahnlinie zwischen dem Villacher Bahnhofsgelände und Warmbad Villach unter Wasser setzen und wo sich dann die übertags auftretenden Grundwässer auch längere Zeit halten.

Zu erwähnen in diesem Zusammenhang ist auch das im N Villachs gelegene Grundwassergebiet, welches im Raum westlich vom Ossiacher See zwischen St. Ruprecht und St. Andrä beherbergt ist. Hier vereinigen sich zwei Grundwasserströme, und zwar der von N kommende Grundwasserstrom des Treffnertales mit dem abziehenden Grundwasser des Ossiacher Sees. Die Grundwasserspiegelschwankungen sind in diesem Gebiet nicht so stark ausgeprägt; sie hängen von den Spiegelschwankungen des Ossiacher Sees weitgehendst ab und erreichen maximal Werte von 1-5 m. Die Spiegelschwankungen des Treffner Grundwasserstromes werden nicht durch den Treffnerbach beeinflußt, da der Grundwasserstrom mehrere Meter unter der Bachsohle liegt. Die Grundwasser-Veränderungen sind in diesem Gebiet ein Ergebnis der Schneeschmelzen und der Niederschlagschwankungen.

Bemerkenswert sind in diesem Gebiet die artesischen Grundwasservorkommen, die offenbar einem tieferen Grundwasserstockwerk angehören und die eine ganz erhebliche Ergiebigkeit (bis zu 200 *sek/l*) aufweisen.

Die Grundwassergebiete des glazialen Ablagerungsbereiches der Umgebung Villachs weisen wesentlich andere Erscheinungsformen auf als die vorhin beschriebenen Grundwasserverhältnisse des Alluviums. In der Umgebung Villachs sind drei geschlossene Räume für diese Verhältnisse kennzeichnend, und zwar das westlich der Stadt gelegene Gebiet zwischen Obere Fellach, St. Martin und Judendorf, welches vorwiegend von Schottern und Sanden der Würm- und Nachwürmzeit aufgebaut ist. Dieselben Verhältnisse finden sich dann auch nördlich der Stadt zwischen Lind, Gritschach und St. Leonhard und schließlich in jenem Raum, der die zusammenhängenden Flächen zwischen St. Andrä, St. Magdalen und Sankt Ulrich umfaßt.

Der westlich der Stadt gelegene und von glazialen Ablagerungen aufgebaute Raum umfaßt mehrere Grundwassergebiete, die nicht direkt geschlossen miteinander in Zusammenhang stehen, sondern verschiedenen

Grundwasserträgern angehören und die entweder oberflächlich entwässert werden oder aber auch unterirdisch durch bestimmte Grundwasserbahnen in tiefere Etagen eindringen. Daraus ergibt sich eine gewisse Unregelmäßigkeit in der Grundwasserführung der westlich von Villach gelegenen Hochterrassen, die natürlich durch den häufigen Wechsel von verschiedenen zusammengesetzten Korngrößenaggregaten des diluvialen Untergrundes bedingt ist. Im allgemeinen strömt am Fuße der diluvialen Hochterrassen das Grundwasser in das im Bereich der Flußalluvionen angesammelte Grundwasser der Drau- und Gailgrundwasserströme. Der Andrang aus dem Dohratschgebiet ist relativ groß, weil die Kalksedimente einen erheblichen Anteil der Niederschläge infolge der größeren Wasseraufnahmefähigkeit des Gesteins aufzunehmen in der Lage sind. Die Zufußmenge des unterirdisch abziehenden Grundwassers aus dem kalkigen Gesteinskörper des Dobratschmassivs beträgt ein Vielfaches der Zufußmenge der aus dem nördlich von Villach gelegenen kristallinen Schiefergesteinen des Oswaldi und der Gerlitzen. Daraus ergibt sich, daß der Grundwasserandrang von W gegen das Villacher Becken wesentlich stärker ist und an Wassermenge das Vielfache geliefert wird als durch den Grundwasserandrang aus N. Äußerlich sichtbar wird diese Tatsache schon an den vielen in diesem Gebiet zwischen Heiligengeist und Villach gelegenen Sumpfwiesen und auch die Grundwasserschwankungen werden davon sehr wesentlich betroffen, so daß auch in diesen Gebieten mit größeren Spiegelschwankungen zu rechnen ist.

Im N der Stadt und auch im Gebiet zwischen St. Andrä und Magdalen See ist im allgemeinen mit wesentlich anderen Verhältnissen zu rechnen. Hier nehmen die Spiegelschwankungen des Grundwassers weitaus geringere Ausmaße an (1—1.5 m). Der größere Teil der Niederschläge wird an den Berghängen durch die Verdunstung kompensiert. Die auf den flach liegenden Terrassen auffallenden Niederschläge sickern zum Teil zum Grundwasser ab und verändern je nach den jahreszeitlichen Niederschlagsschwankungen den Grundwasserspiegel, wobei die Schwankungen keine großen Werte einnehmen.

Im Bereich der Toteislandschaften wird der Grundwasserstand in den meisten Fällen von den Seespiegelschwankungen (Egger Teich, kleiner und großer St. Leonharder See, St. Magdalen See) beeinflusst, da die Seen ihre Entstehung den Grundwasseransammlungen verdanken. Eine Ausnahme bildet der Magdalen See. Hier stehen die Spiegelveränderungen in einem abhängigen Verhältnis mit den Veränderungen des Drauspiegels, der sowohl die Grundwasserhöhe als auch die Höhe des Seespiegels beeinflusst. Dadurch ist der Seespiegel des Magdalen Sees auch größeren Spiegelschwankungen ausgesetzt.

Der hydrologische Charakter der drei schon im geologischen Teil bezeichneten Toteislandschaften hebt sich in der Grundwasserkarte besonders deutlich hervor. Diese Gebiete sind durch das häufige Auftreten von zusammenhängenden Quellzonen gekennzeichnet, die größere und kleinere Sumpfflächen mit oberflächennahen Grundwässern verursachen. Die in diesen Gebieten vorkommenden Ausbisse von Bändertonen bewirken den Austritt von Quellen und Wasserfäden. Sie werden zum Teil genützt (Wasserführung von Möltshach und Goritschach), zum Teil bilden sie in den Mulden ausgedehntere Sumpfstellen (nördlich von Goritschach,

westlich von St. Johann oder auch östlich von St. Johann, wo die Wasser-
austritte zunächst Flächenteile stark vernässen; aber das Sumpfwasser
südöstlich der Kote 519 dem tieferen Grundwasser zusieckert).

Dieselbe Erscheinung finden wir im Gebiet der St. Leonharder Seen.
Von Lind bis zum St. Leonharder See dehnt sich eine Toteislandschaft
mit abflußlosen Senken und steil aufragenden Hügelzügen aus. Wo Moräne
den Boden der Wannen und den Teil ihrer Wandungen bildet, sind sie
von Wasseransammlungen erfüllt (St. Leonharder Seen oder die südlich
gelegenen Sümpfe); im Gebiet der Schotterablagerungen liegen die Senken
trocken (Lind).

Diese erwähnten Quellreihen stehen mit dem Grundwasserspiegel des
Villacher Beckens nicht direkt in Zusammenhang. Sie bilden meist höher
gelegene kleinere Grundwasseransammlungen, die sich entweder durch
oberflächliche Gerinne zur Drau entwässern — wie das Pogöriacher Bachl —
oder unterirdisch als Wasseradern ihren Weg zum Grundwasser suchen.

III. Die Grundwasserverhältnisse der Umgebung von Lienz

1. Der geologische Aufbau des Beckens von Lienz in Osttirol

Für die hydrogeologische Bearbeitung des Lienz Beckens wurde
im Rahmen der Grundwasserkarte (Tafel XXII) jener Teil des Gebietes unter-
sucht, welcher im W durch die Vereinigung des Isel mit der Drau gekenn-
zeichnet und im O durch die Ortschaften Dölsach, Görtschach und Lavant
begrenzt ist. Um das Mündungsgebiet der beiden Flüsse konzentriert
sich die Stadt Lienz, nach welcher die tektonisch bedingte gegen O sich
ausbreitende Talerweiterung als Lienz Becken bezeichnet wird.

Das Lienz Becken stellt also ein kleines inneralpines Talbecken dar,
dessen Anlage auf eine geologisch-tektonische Entstehungsgeschichte
zurückzuführen ist und das im Tertiär während der Alpenbildung ent-
standen ist.

Das Gebiet ist im N und W von den Ausläufern der Schobergruppe
und der Defregger Alpen begrenzt, die vorwiegend aus Schiefergneisen,
Glimmerschiefern und Quarzphylliten aufgebaut sind. Im S bilden die
Lienz Dolomiten die Grenze, welche aus Trias- und Jurakalken und
-dolomiten zusammengesetzt sind.

Das Lienz Becken selbst ist von jüngeren, teils diluvialen, teils alluvialen
Ablagerungen ausgefüllt. Wie mächtig die jungen Ablagerungen in ihrer
Gesamtbeit (glaziale Verbauungsterrassen, Flußschotter usw.) sind, ist
bis heute noch nicht bekannt, da der Felsuntergrund durch keine Bohrung
bisher erschlossen wurde. Es ist aber anzunehmen, daß die fluvial-
glazialen Ablagerungen, besonders im westlichen Teil des Lienz Beckens
eine größere Mächtigkeit aufweisen, weil in diesen Gebieten das Grund-
wasser erst zwischen 20 und 30 m unter der Erdoberfläche anzutreffen ist.

Der südliche Teil des Beckens, welcher durch die Ortschaften Amlach
und Tristach besiedelt ist, wird von glazialen Ablagerungen aufgebaut.
Im W und N grenzt das Ablagerungsgebiet der Drau- und Iselfußschotter
an, die eine größere Mächtigkeit aufweisen und vorwiegend aus Grobschottern
bestehen. Es handelt sich um das von den beiden Flüssen in diesem Raum
abgesetzte grobe Geschiebmaterial, welches mit Hilfe der mit dem starken
Gefälle der Flüsse in Zusammenhang stehenden großen Transportkraft

durch das Isel- und Drautal ins Lienzer Becken hereingebracht werden konnte. Gegen O nimmt die Korngröße der Flußschotter ab. Sie gehen allmählich in sandige und feinsandige Ablagerungen über, während der Untergrund seinen Schottercharakter beibehält. Im Gebiet zwischen Dölsach und Nikolsdorf vermindert sich die Transportkraft des Flusses schon ganz wesentlich, so daß in diesen Gebieten die Sedimentation der Flußauen unter dem Einfluß der Inundation steht und dadurch feinkörnigere Bodenablagerungen sich absetzen konnten.

Kennzeichnend für den Typus dieser im O abgesetzten feinkörnigen Bodenablagerungen ist die östlich von Nikolsdorf durch das Übergreifen der Triaselemente auf das nördliche Draufer bedingte und unterirdisch auftretende natürliche Felsbarre, die eine natürliche Stauung im Ablauf der normalen Flußsedimentation verursacht. Auf diese Weise tritt in diesen Gebieten eine stärkere Feinsedimentation des Flusses in Erscheinung, so daß die Flußschotter erst in einer Tiefe von mehreren Metern anzutreffen sind.

Der Lauf des Flusses und seine Sedimentation wird auch sehr wesentlich durch die zu beiden Seiten desselben auftretenden größeren und kleineren aus Blockschottern bestehenden Mündungsschotterkegel, die von den aus den Hochgebirgen entstammenden Bachläufen am Ausgange des Seitentales abgesetzt wurden, beeinflußt.

An der N-Seite des Draufers sind drei größere Schotterkegel am Fuße des Gehirges ausgebreitet, die von Ortschaften besiedelt sind. Westlich von Lienz breitet sich am Fuße der Schleinitz im Iseltal der mächtigste und größte Schotterkegel aus, der vom Schleinitz- und Zauchenbach genährt wird und auf welchen die Ortschaften Oberdrum, Oberlienz, Thurn und Patriasdorf liegen. Die Mächtigkeit der aus Blockschottern bestehenden Ablagerungen beträgt im allgemeinen 50 m, erreicht aber stellenweise mehr als 100 m.

Etwa 3 km östlich von Lienz breitet sich auf der N-Seite des Lienzer Beckens der Debanter Mündungskegel aus, der ebenfalls aus Blockschottermaterial aufgebaut ist, aber nicht annähernd die Mächtigkeit des vorhin genannten Schotterkegels erreicht. Wenig östlich davon breitet sich der Dölsacher Schotterkegel aus, dessen Ablagerungen von mehreren kleineren aus dem Iselberg und aus dem Frühaufgraben herabziehenden Bachläufen gespeist wurden und daher an dieser Stelle wieder ein Schotterkegel von größerer Mächtigkeit zum Absatz gelangt ist.

Auf der S-Seite ist hauptsächlich der innerhalb des bearbeiteten Gebietes im O verbreitete Schotterkegel hervorzuheben, auf welchem die Ortschaft Lavant liegt. Die Mächtigkeit dieses Schotterkegels dürfte 30 m nicht überschreiten.

Mit diesen Daten ist in groben Umrissen die Kenntnis des geologischen Baues des Lienzer Beckens gekennzeichnet. Über die geologischen Verhältnisse des Untergrundes, die sich aus dem Sedimentationsrhythmus der glazialen und fluviatilen Ablagerungen ergeben, hesteht noch keine einwandfreie Klarheit, da die Umgebung von Lienz noch keiner modernen geologischen Aufnahme unterzogen wurde. Entsprechend der tektonischen Anlage der im S zwischen Tristach und Rauchkofel steilgestellten Triasschuppen kann angenommen werden, daß im Bereich des Lienzer Beckens stellenweise der Felsuntergrund in einer größeren Tiefe, die mit mehreren hundert Metern voranschlagt werden kann, anzutreffen sein wird.

2. Die Grundwasserverhältnisse des Lienzer Beckens

Die Grundwasserverhältnisse des Lienzer Beckens sind durch den geologischen Aufbau des Isel- und Drautales vorgezeichnet. Die Ansammlungen des Grundwassers im Becken von Lienz werden teilweise von dem aus W aus dem Drau- und Iseltal eindringenden Grundwasser genährt. Gleichzeitig erfolgt aber auch ein entsprechender und erheblich sich auswirkender Grundwasserandrang aus dem Bereich der das Becken umgebenden Gebirgszüge, wobei besonders die Stellen begünstigt sind, die durch das Einzugsgebiet der Seitenbäche gekennzeichnet sind.

Die Lage und Tiefe des Grundwasserspiegels im Lienzer Becken ist in der beiliegenden Grundwasserkarte von Lienz (Tafel XXII) entsprechend zum Ausdruck gebracht. Schon durch das Kartenbild wird auffällig, daß der Grundwasserspiegel besonders im westlichen Teil des Lienzer Beckens keinen Zusammenhang mit dem Flußspiegel der Drau bzw. des Iselflusses aufweist. Der Grundwasserspiegel liegt im Bereiche des Stadtgebietes wesentlich tiefer als das Flußbett der beiden Flüsse. Die Tiefenlage des Grundwasserspiegels nimmt gegen W noch erheblich zu, während im O eine Abnahme der Tiefendistanz des Grundwasserspiegels von der Erdoberfläche in Erscheinung tritt.

Die Ursache dieser hydrogeologischen Besonderheit des Lienzer Beckens ist wohl in der grobschotterigen Zusammensetzung des Untergrundes zu suchen. Es wurde oben schon hervorgehoben, daß besonders der westliche Teil des Lienzer Beckens aus grobschotterigen Flußschottern aufgebaut ist, die eine große Wasserdurchlässigkeit besitzen und die ihrerseits eine große Mächtigkeit aufweisen. Die große Mächtigkeit dieser grobschotterigen Ablagerungen geht aus der Tiefenlage des Grundwasserspiegels hervor, der am W-Rand des Beckens erst in einer Tiefe von 30 m anzutreffen ist, während im S des Bahnhofgeländes von Lienz das Grundwasser zwischen 15 und 20 m unter der Erdoberfläche erreicht werden kann.

Die Abnahme der Entfernung zwischen Erdoberfläche und Grundwasserspiegel erfolgt in westöstlicher Richtung, so daß gegen O allmählich die seichteren Grundwasserzonen (Tafel XXII) erreicht werden, bis etwa in der Gegend von Dölsach das Grundwasser des Lienzer Beckens bzw. des Drautales so weit an die Oberfläche heranreicht, daß östlich von Dölsach große Gebiete zu beiden Seiten der Drau versumpft sind und der Grundwasserspiegel in diesem Gebiet unter dem Einfluß des Drauflusses steht. Die Abnahme der Höhendifferenz zwischen Erdoberfläche und Grundwasserspiegel ist bedingt durch das westöstlich gerichtete Gefälle der Oberfläche. Dies führt zu der Feststellung, daß das im Bereich des Lienzer Beckens unterirdisch auftretende Grundwasser kaum ein Gefälle aufweist bzw. daß es sich in diesem Falle um einen unterirdischen Grundwassersee handelt, dessen Abflußverhältnisse gegen O durch die tektonisch bedingte Verengung des Drautales und durch die im O von Nikolsdorf hestehende Felsbarre gelenkt werden.

Das Gefälle einer unterirdischen Grundwasseransammlung (Grundwassersee, Grundwasserstrom usw.) wird im allgemeinen durch das dem Boden anhaftende spezifische Hohlraumvolumen bestimmt. Je größer die einzelnen Hohlraumformen sind, desto ausgeglichener und flacher tritt der Grundwasserspiegel in Erscheinung. Feinere Bodenaggregate

bedingen ein steileres Grundwassergefälle, wenn eine Abflußrichtung gegeben ist. Grobschotter gleichen den Grundwasserspiegel fast ohne Gefälle aus, besonders dann, wenn an der Abflußseite ein Hindernis entgegentritt. Unter Berücksichtigung dieser Vorgänge sind die Verhältnisse im Lienzer Becken erklärbar. Das Beharrungsvermögen des Grundwassers im Boden ist auf die physikalischen Verhältnisse desselben zurückzuführen.

Im Lienzer Becken sind unter dem unter Vegetationseinfluß stehenden Oberboden hauptsächlich Schotterablagerungen in größerer Mächtigkeit abgesetzt, die sowohl aus kalkigen als auch aus kristallinen Geröllen bestehen. Im Bereich der Schotterablagerungen hängt das Spiegelgefälle weitgehend von der Größe des im Schotterboden verbreiteten Hohlraumvolumens ab. Die im Lienzer Becken abgesetzten Schotterablagerungen bestehen aus großen grobkörnigen Geröllsteinen. Der Drau- und der Iselfluß haben in diesem Gebiet noch eine starke Transportkraft aufzuweisen, wodurch auf Grund der stärkeren Erosionskraft dieser Flüsse im allgemeinen grobkörnige Geröllsteine in das Becken von Lienz eingeschleppt werden konnten. In solchen Ablagerungen bildet das Grundwasser in seinem Beharrungszustand nur ein sehr geringes Gefälle des Grundwasserspiegels. Unter derartigen Verhältnissen kann der Grundwasserspiegel niemals ein Gefälle von 6‰ erreichen; im Gegenteil, der Beharrungszustand des Grundwassers im Lienzer Becken weist auf die Anlage eines unterirdischen Grundwassers hin, das in der Abflußrichtung ein kaum merkbares Gefälle aufweist. Aber auch das Flußbett ist einer bestimmten Abdichtung unterworfen, die besonders dann stark ausgeprägt ist, wenn die Bodenaggregate aus Karbonat- und Silikatgemengteilen zusammengesetzt sind und dadurch eine weitgehende Verseifung des Flußbettes hervorgerufen haben. Die Absickerung des Flußwassers in den Untergrund ist daher sehr gehemmt, so daß das negative Verhältnis zwischen Absickerung und Abfluß des Grundwassers sich durch ein geringes Spiegelgefälle ausgleicht.

Eine Absickerung des Flußwassers zum Grundwasser innerhalb der Zone, in welcher das Grundwasser tief unter dem Flußbett strömt, findet nur in geringem Umfange statt. Der Zudrang des Grundwassers erfolgt daher unterirdisch durch die Täler und von den Gehirgshängen. Dieselbe Erscheinung findet sich auch im Bereich der zu beiden Seiten des Tales ausgebreiteten größeren und kleineren Mündungsschotterkegel. Auch in diesen Gebieten besteht kein Zusammenhang zwischen Grundwasser und Bachlauf. Das Grundwasser ist ebenfalls erst in größeren Tiefen anzutreffen, weist aber ein gegen die Talmitte gerichtetes steileres Gefälle auf, welches teilweise durch den großen Grundwasserandrang des aus dem Einzugsgebiet des betreffenden Bachlaufes herstammenden Grundwassers bedingt ist und aber teilweise auch auf das ebenfalls gegen die Talmitte gerichtete Gefälle des Felsuntergrundes, auf welchem der Schotterkegel aufliegt, zurückzuführen ist.

Die Schwankungen des unterirdischen Grundwassersees des westlichen Lienzer Beckens können sehr beträchtliche Ausmaße annehmen. Bei den einzelnen Brunnenanlagen sind im allgemeinen bis zu 10 m betragende Schwankungen beobachtet worden, die innerhalb eines Jahres auftreten. Die Grundwasserschwankungen des Lienzer Beckens sind stark durch den meteorologischen Ablauf des Jahres bedingt. Der Höchststand des

Grundwasserspiegels wird zur Zeit der Schneeschmelze im Frühjahr erreicht (April—Juli). Diese Tatsache läßt erkennen, daß der größte Teil des Grundwassers im westlichen Lienzer Becken unterirdisch aus den Felbereichen der umliegenden Gebirgsketten zudringt und daß daher der Anteil des aus dem Drau- und Iseltal zuströmenden Grundwassers gegenüber dem Grundwasservorrat im Becken relativ gering ist. Die Schwankungsintensität des Grundwasserspiegels im Lienzer Becken ist auch die Folge einer Relation, die sich aus dem ungleichen Verhältnis zwischen der auf einem kleinen Raum beschränkten Ausdehnung des Lienzer Beckens und der Größe des Einzugsgebietes ergibt. In den Sommermonaten (August und September) senkt sich der Grundwasserspiegel allmählich ab. Herbstregenperioden treten im tieferen Grundwasserbecken nicht besonders in Erscheinung. Sie wirken sich vorwiegend im Bereich der östlich gelegenen seichten Grundwassergebiete zwischen Dölsach und Nikolsdorf aus, wo bei Hochwasser größere Gebiete der Flußinundation ausgesetzt sind. In den Wintermonaten erreicht der Grundwasserspiegel seinen größten Tiefstand.

Gegen O nimmt die Intensität der Grundwasserschwankungen ab. Sie erreicht zwischen Dölsach und Nikolsdorf Werte, die mit den Drauspiegeloszillationen gleichsinnig verlaufen und das Ausmaß von 4 m nicht übersteigen. In diesen Fällen tritt allerdings das Grundwasser an die Oberfläche und überflutet zu beiden Seiten des Flusses größere Landstriche.

Bezüglich der im Lienzer Becken tiefer liegenden Grundwasservorräte können keine sicheren Angaben gemacht werden. Auf Grund der allgemeinen Erfahrungen, die wir über die Grundwasserverhältnisse der alpinen Täler besitzen, ist anzunehmen, daß auch im Bereich des Lienzer Beckens in größerer Tiefe weitere tiefer liegende Grundwasservorräte vorhanden sein müssen und dieselben auch als gespanntes Grundwasser in Erscheinung treten, so daß mit einer erhöhten Ergiebigkeit gerechnet werden kann.

IV. Die Grundwasserverhältnisse im Becken von Klagenfurt

1. Der geologische Aufbau der Umgebung von Klagenfurt

Im Entwurf der Grundwasserkarte von Klagenfurt und Umgebung (Tafel XXIII) wurde der zwischen Lendorf, Klagenfurt, St. Thomas und Grafenstein gelegene Raum hydrogeologisch erfaßt. Begrenzt wird die Ebene von Klagenfurt im N durch die aus Phylliten, Chloritschiefern, Grünschiefern und diaphthoritischen Gesteinen bestehenden Höhenkuppen des Kalvarien-, Maria Saaler- und Sechzigerberges. Im SW bildet der gleichfalls aus Phylliten bestehende Goritschnigkogel die Grenze, an die sich in östlicher Richtung die Viktringer Bucht anschließt. Im S wird die Ebene von Klagenfurt vom Sattnitzzug begrenzt, der im Predigtstuhl und Ebeneck seine höchsten Erhebungen hat.

Die Beckenanlage von Klagenfurt hat ihre Entstehung tektonischen Bewegungsvorgängen der gebirgsbildenden Kräfte, die sich vorwiegend während des Tertiärs abgespielt haben, zu verdanken. Das Becken bildet die Fortsetzung der Wörtherseefurche, die ebenfalls tektonisch bedingt

ist und die im westöstlichen Verlauf oftmals ihre Richtung ändert. Die Richtungsänderung wird auffallenderweise durch die häufig in den See reichenden Felsbarren erkennbar. Derartige Felsbarren setzen sich auch nach O im verlandeten Teil des Wörtherseebeckens (Maria Loretto—Siehen Hügel usw.) fort und beeinflussen den Untergrund der später abgesetzten limnischen und fluviatilen Ablagerungen.

Die schon im Tertiär angelegte Wörtherseefurche wurde während der Eiszeit vom Draugletscher durchflossen, so daß die heute bestehende Morphologie der Wörtherseefurche und der östlich sich fortsetzenden Klagenfurter Ebene ein Ergebnis des Draugletschers bzw. der Eiszeit ist.

Die Klagenfurter Ebene bildet die östliche Fortsetzung der Wörtherseefurche und wird hauptsächlich durch das Entwässerungsnetz der Glanfurt (Ausfluß des Wörthersees), der Glan und der Gurk durchadert. Der geologische Untergrund der Klagenfurter Ebene und der Wölfnitzer Senke bei Lendorf ist reich gegliedert, da glaziale, fluviatile und limnische Vorgänge den Bau des Untergrundes stark beeinflussen haben.

Die westlich der Stadt Klagenfurt gelegenen Flächen des Wörtherseebeckens haben ihre Entstehung der Verlandung des Wörthersees zu verdanken. Der Boden wird von Feinsanden, lehmigen Feinsanden und Seeschlammablagerungen bedeckt, die teilweise von geringmächtigen Torfablagerungen überlagert sind. Gegen O nimmt die Korngröße der Bodenablagerungen zu bis schließlich im Bereich des Stadtgebietes und der südlich davon gelegenen Region der Untergrund von grobkörnigen, fluviatil-glazialen Schotterablagerungen aufgebaut ist. Die Schottermassen sind während des Ausganges der Eiszeit durch die Schmelzwässer des Glangletschers von N in die Ebene von Klagenfurt eintransportiert worden und bauen vor allem das Gelände des heutigen Stadtbereiches auf. Infolge der südlich der Stadt bis in die letzte Gegenwart häufig auftretenden Überschwemmungszeiten und der dadurch bedingten zu hohen Grundwasserstände sind große Teile der zwischen Klagenfurt und Ebental gelegenen Flächen von flachen bis 1.5m mächtigen Torfablagerungen bedeckt. — Die letzten in den vergangenen Jahren im Klagenfurter Bereich erfolgten kulturtechnischen Maßnahmen haben eine zweckentsprechende Meliorierung vieler versumpfter Flächen ermöglicht. — Ähnliche geologische Verhältnisse sind auch im O durch das Einzugsgebiet der Gurk geschaffen worden, so daß auch dieses Gebiet im Untergrund von Schotterablagerungen mit mehr oder weniger wechselnder Mächtigkeit aufgebaut ist.

Erheblichen Anteil an dem geologischen Bau der Ebene von Klagenfurt haben vor allem die glazialen Elemente. Das Glazial tritt hauptsächlich als Grundmoräne in Erscheinung, wovon große Gebiete der Wölfnitzer Senke, dann die Gebiete östlich der Glan, die Umgebung von Hörtendorf und schließlich die zwischen der Gurk, Pokersdorf und Thon gelegenen Flächen aufgebaut sind.

Der Moränenuntergrund ist im glazial beeinflussten Gebiet nicht einheitlich gebaut. Größere Flächenanteile bestehen aus mächtigeren Schotterablagerungen. Die Umgebung von Wölfnitz und Lendorf wird von ausgedehnten Torfablagerungen eingenommen, die auf ein altes Verlandungsgebiet eines einstmals vorhandenen Sees hinweisen. Der Untergrund besteht aus schluffigen Seeschlammbildungen, die einen alten Seegrund

andeuten. Die Vertorfung ist eine Folge der bis in die letzte Zeit hineinreichenden zu hohen Grundwasserstände. In den letzten Jahrzehnten wurde durch entsprechende Meliorationsmaßnahmen der Grundwasserstand allgemein etwas abgesenkt.

Ähnliche Verhältnisse sind auch in den stark vernäbten Gebieten nordwestlich von Hörtendorf anzutreffen. Auch dieses Gebiet ist teils von Torf-, teils von anmoorigen und lehmigen Ablagerungen bedeckt, deren Entstehung gleichfalls auf zu hohe Grundwasserstände zurückzuführen war. Durch die in der letzten Zeit erfolgten Entwässerungen wurden auch in diesem Gebiet der Grundwasserstand auf 1-3 m abgesenkt, so daß große Gebiete für die landwirtschaftliche Nutzung urbar gemacht werden konnten.

Die zwischen Annabichl und St. Jakob gelegenen Flächen sind von älteren Terrassenschottern aufgebaut. Ebenso ist das Gebiet zwischen St. Thomas und Hörtendorf von Terrassenschottern bedeckt. Einen steileren Terrassenstufenabfall zeigen die östlich der Gurk gelegenen Schotterflächen zwischen Pokersdorf und Pirk bei Grafenstein.

Im allgemeinen kann angenommen werden, daß die die Ebene von Klagenfurt bedeckenden Terrassenschotter keine großen Mächtigkeiten aufweisen, weil das Grundwasser auch in diesen Gebieten keine besondere Tiefenlage aufweist. Es wurde schon erwähnt, daß in den beiden Gebieten der Wölfnitzer Senke und von Hörtendorf im seichten Untergrund schon mit dem Bodenbohrer erfaßbare Abdichtungshorizonte (Lehme, Schluffe) auftreten, die die Versumpfung großer Gebiete verursacht haben. Auch die dazwischengelegenen, aus Terrassenschottern aufgebauten Gebiete weisen im Untergrund feinkörnige Bodenarten auf, die das Grundwasser des obersten Stockwerkes noch in leicht erreichbarer Tiefe festhalten.

Im N der Stadt Klagenfurt wird das von N in die Ebene von Klagenfurt einmündende Glantal durch eine bewaldete Felsbarre (Spitalsberg) in zwei Erosionsfurchen gegabelt. Die Höhenkuppen bestehen zum Teil aus Phyllitgesteinen, die glazial überarbeitet wurden. Ähnliche Verhältnisse sind auch südwestlich von Klagenfurt anzutreffen, wo im Bereich der limnischen Wörtherseeablagerungen mehrere Felsrippen das Gebiet der Sieben Hügel und von Maria Loretto aufbauen. Sie bestehen ebenfalls aus Phyllitgesteinen. Die Existenz dieser Felsrippen weist auch darauf hin, daß im seichten Untergrund die Felsbarren sich sowohl nach W als auch nach O fortsetzen und die ausgesprochenen Grundwasserbecken voneinander trennen. Die Tiefenlage der an das Gebiet der Sieben Hügel angrenzenden unterirdischen Felsbarren nehmen sowohl in nördlicher als auch in östlicher Richtung beträchtlich zu. Die allgemeine Tiefenlage des felsigen Untergrundes ist sonst im Bereich der Klagenfurter Ebene nicht näher bekannt, so daß wir über die Mächtigkeit der glazialen und fluviatilen Ablagerungen noch keine näheren Anhaltspunkte haben.

Den S-Rand der Klagenfurter Senke bildet die Sattnitzhöhe, die aus jungtertiären 150—200 m mächtigen kalkigen Konglomeraten aufgebaut ist und mit fast senkrechten Felsausbrüchen nach N gegen die Ebene abfällt. Die Konglomerate bestehen vorwiegend aus Kalkgeröllen, die während der Karawankenhebung im Tertiär am N-Fuß der Karawanken zur Ablagerung gekommen sind und dann später sich zu Konglomeraten chemisch verkittet haben.

2. Die Grundwasserverhältnisse im Becken von Klagenfurt

Die Grundwasserverhältnisse im Becken von Klagenfurt wurden schon 1893 von A. Brunlechner zumindest für den westlichen Teil im wesentlichen richtig erkannt und beschrieben. Aufschlußreiche Angaben wurden von Brunlechner auch über beobachtete und gemessene Grundwasserschwankungen von verschiedenen im Bereich des engeren Stadtgebietes gelegenen Brunnenbeobachtungen gemacht.

Die Grundwasserverhältnisse im Becken von Klagenfurt sind im allgemeinen an die Anlagen der alten Täler gebunden, so daß das Flußnetz Richtung und Entwässerung des unterirdisch strömenden Grundwassers beeinflusst. Dabei werden alte und junge Talanlagen entsprechend ausgenützt.

Wenn auch schon gewisse Gesetzmäßigkeiten — wie schon die beliebige Grundwasserkarte von Klagenfurt (Tafel XXIII) zeigt — im Bereich der Umgebung von Klagenfurt im Hinblick auf die Verbreitung und Ausdehnung der seichten oberflächennahen Grundwassertiefen erkennbar sind, so ist auch im Becken von Klagenfurt der scheinbar einheitliche Charakter des Grundwasserniveaus in vieler Hinsicht gestört. Diese Abweichungen der Grundwasserbewegungen sind — wie schon im geologischen Abschnitt hervorgehoben — auf die Lagerungsverhältnisse des glazialen Untergrundes zurückzuführen, der auch im Becken von Klagenfurt durchaus nicht einheitlich aufgebaut ist.

Die Strömungsrichtungen des Grundwassers sind durch die Talrichtungen bestimmt. In das Becken von Klagenfurt mündet von N das Glantal, die Rabasenke, welche vom Rababach durchflossen wird, und von NO das Gurktal. Im S der Stadt buchtet sich das Becken von Klagenfurt nach S gegen Viktring aus. Entsprechend der Lage der Stadt Klagenfurt strömen im S des Stadtbereiches drei Grundwasserströme zusammen. Von W dringt mit geringem Gefälle ($1-1.5\text{‰}$) der Grundwasserstrom des Wörtherseebeckens, dem Abfluß der Glanfurt folgend, in die Ebene von Klagenfurt ein. Er vereinigt sich nördlich der Ortschaften Viktring und Stein mit dem aus der Viktringer Bucht eindringenden Grundwasser, das von den aus S kommenden Viktringer- und Steinbach gespeist wird und sein Einzugsgebiet in den Tälern von Köttmanusdorf und Viktring hat. Südöstlich der Stadt Klagenfurt, etwa östlich von St. Ruprecht, vereinigt sich der aus dem Glantal aus N eindringende Grundwasserstrom mit dem Grundwasserstrom des W-Beckens. Der Grundwasserstrom des Glantales erreicht allerdings auf zwei Wegen die Ebene von Klagenfurt. Durch die nördlich von Klagenfurt den Spitalsberg aufbauende Felsbarre wird der Grundwasserstrom in einen westlichen und in einen östlichen Strom geteilt. Die Gabelung erfolgt bei Tessendorf und Ferndorf und der Grundwasserstrom umströmt zu beiden Seiten den Spitalsberg. Der westliche Grundwasserstrom des Glantales vereinigt sich bei Lendorf mit dem Grundwasser der Wölfnitzer Senke (Wölfnitzer Moor). Südlich der Ortschaften Ober- und Unter-Goritschitzen trifft der westliche Grundwasserstrom des Glantales mit dem durch die Annabichler Ebene passierenden östlichen Grundwasserarm des Glantales wieder zusammen, wobei an dieser Stelle durch die bedingten Niveaudifferenzen des Grundwasserspiegels ein größeres Gefälle zu überwinden ist. Alle genannten Grundwasserströme vereinigen

sich im Bereich der südlichen Hälfte der Klagenfurter Ebene zu einem großen nach O abziehenden gemeinsamen Grundwasserstrom, der dann weiter im O von den Grundwasserströmen der Raba und der Gurk noch weiter vergrößert wird. Allerdings steht der aus der Rabasenke in die Klagenfurter Ebene eindringende Grundwasserstrom nicht direkt mit dem bei Klagenfurt zusammentreffenden Grundwasserströmen des W und des N in Verbindung. Der Grundwassereinbruch der Raba-Senke verursacht in der Umgebung von Gottestal und Hörtendorf ein von den benachbarten Grundwassergebieten der Klagenfurter Ebene nicht direkt im Zusammenhang stehendes Bewässerungsnetz, so daß in diesem Raum größere Gebiete infolge der becken- und buchtweise vorkommenden oberflächennahen zu hohen Grundwasseransammlungen unter zu starker Vernässung leiden und daher einer zweckentsprechenden Entwässerung zugeführt werden mußten.

Wie schon oben erwähnt, sind die glazialen Untergrundverhältnisse (Vorkommen von Lehmen, Mooren und anmoorigen Böden) an der Gestaltung der Grundwasserverteilung von Einfluß und der dadurch verursachte gestörte Zusammenhang mit dem aus Klagenfurt nach O abziehenden Grundwasser muß durch mehrere größere und kleinere Gefällsstufen überwunden werden. Dies ist auch die Ursache, warum sowohl der Raba-Grundwasserstrom des Gurktales als auch der von NO in die Klagenfurter Ebene eindringende Grundwasserstrom des Gurktales nicht immer mit dem Flußspiegel der Flüsse konform fließt. Solche Erscheinungen sind auch im Einzugsgebiet der Glan bei Welzenegg anzutreffen. Es ist das jene Stelle, wo die Niveaudifferenzen der beiden sich vereinigenden Grundwasserarme des Glantaler Grundwasserstromes wieder ausgeglichen werden. Auch in diesem Gebiet liegt abschnittsweise der Grundwasserspiegel tiefer als der Flußspiegel der Glan. Eine damit im Zusammenhang stehende weitere Folge ist, daß auch in diesen Gebieten häufig die Grundwasseroszillationen nicht gleichsinnig mit den Flußspiegelschwankungen mitgehen, wohl aber oberflächliche Überflutungen hervorrufen, die von der Oberfläche aus die bei Hochwässer in Mitleidenschaft gezogenen benachbarten Flächen unter Wasser setzen.

Ein anderes Bild zeigen die Verhältnisse im S-Raum der Klagenfurter Ebene. Die zwischen dem Wörthersee, Glan und Gurk auftretenden Hochwasserstände verursachen Grundwasseranstiege, die gleichsinnig mit den Spiegelschwankungen der Glanfurt und der Glan mitsteigen oder -fallen und bisher weite Gebiete der benachbarten Flächen unter Wasser gesetzt haben. Erst die in den letzten Jahren von der Kärntner Landesregierung durchgeführte Glanfurtregulierung hat für die südlich von Klagenfurt verbreiteten Fluren erträgliche Verhältnisse geschaffen, so daß in Zukunft mehrere hundert Hektar landwirtschaftlich nutzbarer Flächen durch die Regulierung des Flusses vor länger anhaltenden Überflutungen verschont bleiben.

Die Ergiebigkeit der Grundwassermenge im S-Raum der Klagenfurter Ebene wird durch den starken von S sich auswirkenden Andrang des aus dem Gebiet der Sattnitzkonglomerate stammenden Grundwassers wesentlich vergrößert. Diesem von S her erfolgten Grundwasseraustrich verdanken die mächtigen Moorablagerungen bei Straschitz und Lak ihre Entstehung. Die von den Moorablagerungen festgehaltenen Grundwasser-

ansammlungen werden durch den Struggabach zur Glanfurt entwässert. Auch die bei Lak auftretenden und für die Wasserversorgung Klagenfurts gefaßten Quellen, die im allgemeinen eine hohe Ergiebigkeit aufweisen, sind ein Zeichen besonders starker Wasserausbrüche, welche aus den Sattnitzkonglomeraten stammen. Das poröse Gestein der Sattnitzkonglomerate nimmt einen großen Teil der Niederschlagsmenge wie ein begieriger Schwamm auf, so daß die im Gestein absinkenden Wassermengen entweder sichtbar (als Quellen, Moore) oder unsichtbar (durch unterirdischen Zudrang des Grundwassers) dem im S-Raum der Klagefurter Ebene in westöstlicher Richtung abfließenden Grundwasserstrom zuströmt.

Die Tiefenverhältnisse des obersten Grundwasserspiegels sind in der beiliegenden Grundwasserkarte von Klagenfurt (Tafel XXIII) entsprechend dargestellt. Ganz allgemein zeigt sich, daß die seichten oberflächennahen Grundwassergebiete an zwei Landschaftstypen gebunden sind: nämlich einerseits an die Richtung des die Klagenfurter Ebene entwässernden Flußnetzes und andererseits an die durch glaziale Einflüsse bedingten größeren und kleineren Mulden, die heute den Zustand alter verlandeter Seen erreicht haben und im allgemeinen entwässerungsbedürftige und von Torf- und anmoorigen Ablagerungen ausgefüllte Bodenflächen zurückgelassen haben. Dazwischen liegen die ausgedehnten Schotterfluren der Grundmoräne, die im allgemeinen einen tieferen Grundwasserspiegel aufweisen (meist tiefer als 7 m — die Tiefenlage des Grundwassers überschreitet mit Ausnahme jener südlich von Ebental-Grafenstein und aus Sattnitzkonglomeraten bestehenden Gebieten nur in seltenen Fällen den von der Erdoberfläche betragenden Tiefenabstand von 15 m) und die mit teilweise ausgedehnten und größere Gebiete einnehmenden Zwischenstufen der Grundwassertiefengliederung zu den seichten Grundwassertiefen überleiten. Die besonders in den glazialen Gebieten bestehenden Gefällsstufen des Grundwasserspiegels treten in der Grundwasserkarte nicht direkt in Erscheinung, weil sie häufig den Flächenbereich der in der Grundwasserkarte getroffenen Stufeneinteilung nicht überschreiten, oder sie sind durch fehlende Ausscheidungen gewisser Übergangsstufen des Grundwassers, die vom seichten zum tieferen Grundwasserspiegel überleiten, erkennbar, wie dies besonders in der Umgebung von Hörtdorf der Fall ist.

Über die Grundwasserverhältnisse des tieferen Untergrundes haben wir noch keine genaueren Vorstellungen. Im Glantal wurde der tiefere Grundwasserhorizont für die Wasserversorgung Klagenfurts herangezogen. Die Brunnenanlagen lieferten zwischen 50—100 *sek/l* betragende Wassermengen. Es ist sicher damit zu rechnen, daß im Bereich der Klagenfurter Ebene tiefere und sehr ergiebige Grundwasserstockwerke angetroffen werden können. Auch ist noch wenig über die Verhältnisse der gespannten Grundwassererscheinungen im Raum der Klagenfurter Ebene bekannt. Immerhin lassen verschiedene von Stini und Kahler gemachte Beobachtungen auch auf die Existenz artesischer Grundwässer schließen, die im Bereich der in der Umgebung von Klagenfurt verbreiteten Senken und Becken hauptsächlich verbreitet sein dürften.

Die Schwankungen des Grundwasserspiegels sind in den von der Grundwasserkarte von Klagenfurt erfaßten Gebieten verschiedenen beeinflussbaren Faktoren ausgesetzt. In Gebieten, wo der Grundwasserspiegel mit

dem Flußspiegel übereinstimmt, werden die Grundwasseroszillationen von den Flußspiegelschwankungen beeinflusst. Diese Verhältnisse sind besonders im oberen Glantal und im Gebiet der Glanfurt vorherrschend. In diesen Gebieten treten maximal 3—4 m betragende Schwankungen des Grundwasserspiegels auf. Bei maximalen Grundwasserhochständen werden große Gebiete unter Wasser gesetzt. Erst in der letzten Zeit wurde durch die Glanfurtregulierung eine Besserung geschaffen.

Über das engere Stadtgebiet hat Brunlechner 1893 einige genaue Beobachtungen und Messungen über maximale Grundwasserschwankungen gemacht. In einer diesbezüglichen Untersuchung hat Brunlechner auf Grund von eigenen durchgeführten Beobachtungsreihen sehr genaue Angaben über die durch die Niederschläge bedingten und durch die Flußspiegelschwankungen verursachten Veränderungen der Grundwasserstände gemacht, die sich nicht nur auf die Beobachtungspunkte an sich beziehen, sondern die auch interessante Ergebnisse über die Gefälls- und Niveauveränderungen innerhalb der untersuchten Gebiete gebracht haben. Es konnte gezeigt werden, daß die verschiedenen Grundwasserströme durch unterirdische Felsbarren in ihrer Strömungsrichtung beeinflusst werden. Über die den Spitalsberg im Glantal aufbauende Felsharre war oben schon die Rede. Im W wird die Strömungsrichtung des Grundwassers des Wörtherseebeckens durch die Maria-Loretto-Sieben-Hügel-Felsbarre eingengt.

Brunlechner kommt in seinen Ausführungen zu dem Ergebnis, daß die bedeutendsten Schwankungen an der Mündungsstelle der beiden N-Stromarme des Glantales, dann an der Barre von Weidmannsdorf und beim Zusammenfluß des W—N-Stromes zu beobachten sind. Am geringsten sind die Grundwasserschwankungen in der Nähe des O-Ufers des Wörthersees, wo Schwankungen von 0.5 m kaum erreicht werden. Die Oszillationen nehmen im W-Strom gegen O zu und erhalten ihr Maximum im Bereich der Vereinigung des N-Stromes mit dem W-Strom, wo bis zu 4 m betragende Grundwasserschwankungen beobachtet werden konnten. Durch diese verschiedenen, u. zw. innerhalb des gleichen Zeitabschnittes sich abspielenden Grundwasseroszillationen ändern sich auch die Gefällsverhältnisse der Grundwasserströme. Besonders der vom Wörthersee abziehende Grundwasserstrom kann durch die Grundwasserspiegelschwankungen aus den oben angeführten Gründen häufig ein widersinnig gegen den Wörthersee gerichtetes Spiegelgefälle erhalten, das erst bei Absenkung und Entwässerung der Grundwasserhochstände wieder in die normale west-östlich gerichtete Gefällsrichtung eingelenkt wird. Die geringen Grundwasserschwankungen am O-Ufer des Wörthersees sind auf die geringe Durchlässigkeit der am O-Ufer des Sees verheilten Seeschlammablagerungen zurückzuführen, wodurch eine sehr langsame Filtrationsgeschwindigkeit des Grundwassers erreicht ist. Außerdem spielt sich die Seespiegelveränderung wesentlich langsamer ab als die Flußspiegelveränderungen (die Geschwindigkeit der Seespiegelveränderung hängt im allgemeinen von der Größe der Seefläche ab; die Seespiegelveränderung geht umso langsamer vor sich je größer die Seefläche ist).

Für die Grundwasserspiegelschwankungen des W-Stromes ist also das Seebecken von ausschlaggebendem Einfluß. Infolge der sehr langsam

stattfindenden Infiltration des Grundwassers an den Seeufern folgen die Grundwasseroszillationen häufig mit einem Monat Verspätung den Seespiegelschwankungen des Wörthersees nach. Dagegen fallen die durch Hochfluten der Flüsse auftretenden Grundwasserspiegelschwankungen zusammen.

Entsprechend der Größe der Einzugsgebiete (Einzugsgebiet des Wörthersees beträgt 160 km^2 , das des Glanflusses 600 km^2) wird auch aus dem Glantal durch die beiden nördlich von Klagenfurt einmündenden Grundwasserströme eine wesentlich größere Grundwassermenge in die Ebene von Klagenfurt eingeströmt als vom W-Becken des Wörthersees und die dann während der Niederschlagsperioden naturbedingt erheblich größere Grundwasserschwankungen hervorrufen. Die entsprechenden maximalen Grundwasserschwankungen erreichen ein Ausmaß von 4 m und bilden im Mündungsgebiet bei der Vereinigung mit dem W-Strom des Grundwassers einen auf denselben sich auswirkenden Rückstau. Zwischen diesen den alten Talrichtungen folgenden Grundwasserströmungen liegen Grundwasserreservoirs, die im allgemeinen wesentlich kleinere Spiegelschwankungen aufweisen, wie dies besonders im Bereich des Grundwasserreservoirs, das unter dem engeren Stadtgebiet im toten Winkel der beiden zusammen-treffenden Grundwasserströme verheilt ist, erkennbar ist. Innerhalb dieses Grundwasserreservoirs wurden $2\text{--}3 \text{ m}$ betragende Schwankungen beobachtet.

Ähnliche Verhältnisse finden sich auch in den östlichen Gebieten zwischen Annabichl und St. Jakob und zwischen St. Thomas und Hörtendorf. Nur existieren über diese Gebiete keine genaueren Beobachtungen, so daß für diese Räume hier keine näheren Angaben gemacht werden können.

Bemerkenswert ist auch das Beobachtungsergebnis Brunlechners über die Größe der Grundwasserspiegelschwankungen in Abhängigkeit zur Größe des Durchmessers des zu passierenden Talquerschnittes. Da dem bei Klagenfurt einmündenden westlichen Grundwasserstrom des Glantales ein kleinerer Talquerschnitt zur Verfügung steht, treten im allgemeinen größere Schwankungen auf als beim östlichen Grundwasserstrom, der in der Ebene von Annabichl ein wesentlich breiteres Talprofil zu passieren hat. Bei Hochwasserständen jedoch erhöht sich sein Spiegel über das Niveau des benachbarten westlichen Grundwasserspiegels.

Brunlechner hat dann einige sehr aufschlußreiche Angaben über die Geschwindigkeit des Grundwasseranstieges gemacht. Auf Grund der täglichen reihenweise angestellten Beobachtungen gibt Brunlechner für das Stadtgebiet anfangs bei Beginn einer entstehenden Hochwasserflut ein Ansteigen des Grundwassers mit einer täglichen Anstiegsgeschwindigkeit von 1 cm an, die aber rasch zunimmt, bis sie ein Maximum von 15 cm täglich erreicht. Im O-Arm des N-Stromes, wo die größere Menge des Glan Grundwassers einbricht, konnte ein tägliches Ansteigen von 37 cm maximal festgestellt werden, während im S im Durchschnitt der Stromaxen ein Anstieg von 57 cm maximal beobachtet wurde. Das durchschnittliche gleichmäßige Fallen des Grundwasserspiegels ist mit 1.4 cm je Tag errechnet. Zeitlich stimmen die Maxima nahezu überein, u. zw. jene im Grundwasserbecken untereinander als auch mit jenen des Wörthersees.

V. Die Grundwasserverhältnisse von Wolfsberg und Umgebung

1. Der geologische Aufbau von Wolfsberg und Umgebung

Im Entwurf der Grundwasserkarte von Wolfsberg (Tafel XXIII) wurde das zwischen Wolfsberg und St. Andrä gelegene Gebiet hydrogeologisch bearbeitet. Die hydrogeologischen Untersuchungen beschränkten sich vorwiegend auf den nördlichen Teil des unteren Lavanttaler Beckens, u. zw. auf jenen Raum, der sowohl in landwirtschaftlicher Hinsicht als auch wirtschaftlich gesehen für die Umgebung der Stadtgebiete von Bedeutung ist.

Das gekennzeichnete Gebiet des Lavanttales wird im W vom Saualpenzug und im O von der Koralpe begrenzt. Beide Gebirgszüge bestehen vorwiegend aus muskowitzreichen Glimmerschiefern, Amphiboliten, Phyllit-schiefern, kristallinen Kalken und anderen kristallinen Schiefergesteinen.

Das Lavanttal erweitert sich bei Wolfsberg gegen S in ein breites inneralpines Talbecken, dessen Entstehung auf ein System von im Jungtertiär stattgefundenen tektonischen Bewegungen (Einbruch, Verstellung, Verwerfungen, Einmündung usw.) zurückzuführen ist. Das ganze Gebiet wurde während der Zeit des erfolgten Einbruches im Jungtertiär von marinen und brackischen Ablagerungen sedimentiert, die später noch von fluviatil-glazialen Überlagerungen beeinflusst wurden. Die jüngste Gestaltung der Ablagerungen wurde im Alluvium durch das Entwässerungsnetz der Lavant und ihrer Nebenbäche bestimmt.

Die im Lavanttaler Becken verbreiteten jungtertiären Sedimente bilden eine sehr wechselvolle Schichtfolge, die zuletzt 1952 von Beck-Mannagetta stratigraphisch neu bearbeitet und geologisch kartiert wurde. Sowohl der petrographische Bestand als auch die Körnung der jungtertiären Sedimente des unteren Lavanttaler Beckens ändern sich ständig innerhalb der stratigraphischen Schichtfolge, wodurch die Grundwasservorräte in diesen Sedimenten wesentlich beeinflusst sind.

Wenn man den zwischen Wolfsberg und St. Andrä gelegenen Raum des Beckens, der im wesentlichen mit der von Beck-Mannagetta gekennzeichneten St. Stefaner Mulde übereinstimmt, im Hinblick auf seine sedimentäre Gestaltung charakterisiert, so ergibt sich hier ein Ablagerungsgebiet, das größtenteils im Untergrund von marinen und Süßwasserablagerungen aufgebaut ist. Hervorzuheben ist dabei die Tatsache, daß die Ablagerungsverhältnisse zu beiden Seiten des Lavantflusses südlich von Wolfsberg nicht gleichsinnig in Erscheinung treten. Aber dies ist auf tektonische Vorgänge, die sich in diesem Gebiet abgespielt haben, zurückzuführen.

Auf die den Untergrund aufbauenden kristallinen Gesteine soll hier nicht eingegangen werden. Die älteren Schichten bilden im nördlichen Teil des Beckens, die auf der W-Seite zwischen St. Margarethen, St. Marein und St. Andrä teilweise aufgeschlossenen Ton-Mergelschichten des Oberorton, die mit Sandsteinen wechseln. Sie bauen die zwischen den Weissenbach, Arlingbach und Woisbach gelegenen bewaldeten Kuppen auf. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen ist sehr beträchtlich (Beck-Mannagetta gibt eine Mächtigkeit von 400—750 m an). Dazwischen schalten sich glaziale Schotter und Lehme, teilweise noch unbestimmten Alters, teilweise dem Würm angehörend, ein. Sie bauen die zwischen den von W in das Lavant-

taler Becken einmündenden Bachläufen gelegenen Flächen auf, die morphologisch durch leicht erkennbare flache Hügelterrassen hervortreten. Am W-Rand des Beckens bei Thürn und nördlich von St. Margarethen sind die wahrscheinlich ins Mitteltorton zu stellenden Blockschotter noch zu erwähnen, deren Verbreitung obertags nur auf beschränkte Räume lokalisiert ist.

Östlich der gekennzeichneten Schichtfolge des westlichen Lavanttaler Beckens schließen gegen die Talmitte die Stauseesedimente des Würms an, die im ganzen Tal eine typisch-einheitliche und nur von kleineren aus dem W kommenden Bachläufen durchfurchte Terrassenlandschaft aufbauen. Während die Seehöhe der Terrassen in der gesamten Verbreitung immer dieselbe Höhe beibehält, nimmt die Niveaudifferenz zwischen dem Terrassenniveau und dem alluvialen Erosionsgebiet der Lavant von N gegen S mit dem Gefälle des Lavanttales ständig zu, so daß die Stufenlandschaft im S des Beckens viel ausgeprägter in Erscheinung tritt als im N. Diese Erscheinungen bestimmen auch die Grundwasserverhältnisse, so daß im Bereich der Stauseeablagerungen auch das Grundwasser im südlichen Teil des Beckens in erheblich größeren Tiefen anzutreffen ist.

Der Schichtkomplex der Stauseesedimente weist nach Beck-Mannagetta eine Mächtigkeit von 10—30 m auf und besteht zum Teil aus sandigen Lehm, die nach unten in lehmige Feinsande und Feinsande übergehen, wobei im vertikalen Profil die Korngrößenaggregate häufig wechseln. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen nimmt gegen S beträchtlich zu.

Von ähnlichen Ablagerungen sind auch die an der O-Seite des Lavanttaler Beckens zwischen Wolfsberg und St. Ulrich verbreiteten Terrassenflächen aufgebaut. Hier treten stärker die an der Oberfläche abgesetzten glazialen Schotterfächer hervor, deren Material dem Einzugsgebiet der Koralpe entspricht und die in den obersten Schichten als Verwitterungsprodukt eine Verlehmung mit wechselnder Mächtigkeit ergeben haben. Die Mächtigkeit der Verlehmung nimmt gegen die Talmitte zu, was besonders auf die am Beckenrand sich ständig erneuernde Verschotterung am Fuß der Koralpenhänge zurückzuführen ist.

Auch im O-Raum sind gebietsweise obertags ältere Ablagerungen des Unterpannons eingeschaltet, die die zwischen östlich von Wolkersdorf und von Jakling gelegenen bewaldeten Kuppen aufbauen. Es handelt sich um Süßwasserschichten, die ebenfalls einen Schichtwechsel von kalkfreien Sanden, Schottern und Tonen anzeigen.

Die glazialen Schotterfächer, welche den größten Teil der Flächen des östlichen Lavanttaler Beckens bedecken, sind durch eine Reihe von kleineren Bachläufen durchfurcht, von denen besonders der Weissen-, Holler-, Reidebener-, Hartelsberger- und Gemmersdorferbach usw. hervorzuheben sind. Sie haben die Tallagen mit sandigen, teilweise schotterigen Ablagerungen bedeckt.

Im W dieser vorhin erwähnten glazialen Schotterfächer breitet sich gegen die Talmitte eine ungefähr von Wolfsberg bis St. Andrä reichende und aus Würmterrassenschottern bestehende Terrassenstufe aus, die gegen das Alluvium des Lavantflusses mit einer kleinen Stufenterrasse sich morphologisch absetzt. Auch diese Ablagerungen weisen in den obersten Horizonten eine 1—2 m mächtige entwickelte Verlehmung auf, während der Untergrund vorwiegend aus Schottern und Sanden zusammengesetzt ist.

Zwischen diesen zu beiden Seiten des Lavanttaler Beckens ausgebreiteten jungtertiären und glazialen Ablagerungen liegen ungefähr in der Mitte des Beckens die alluvialen Ablagerungen der Lavant ausgebreitet. Auch hier läßt sich eine Trennung zwischen älteren etwas höher gelegenen Terrassenflächen des Alluviums und den jungalluvialen Ablagerungsgebieten der Lavant durchführen, die in ihrer bodenkundlichen Entwicklung verschiedene Entwicklungsstadien erreicht haben. Die Abgrenzung dieser beiden zeitlich verschiedenen Ablagerungsvorgänge ist durch eine kleine merkbare 2—3 m abfallende Terrassenstufe leicht möglich und läßt sich im Relief der Landschaft ohne weiteres rasch erkennen. Die fluviatilen Ablagerungen bestehen vorwiegend aus Schottern und sandigen Schottern, die im Bereich der altalluvialen Schotterablagerungen nach oben in lehmige, zum Teil aber auch schon in stark lehmige Sande übergehen. Die Mächtigkeit der fluviatilen Ablagerungen schwankt zwischen 10 und 20 m. Sie nimmt in südlicher Richtung zu.

Im Bereich der Lavantflußschotter ragen zwischen Wolfsberg und St. Andrä häufig aus offenbar fluviatil-glazialen schon teilweise verfestigten Schottern bestehende Waldkuppen hervor, die in ihrer richtungsbedingten Anordnung auf alte Erosionsrinnen des Lavantflusses bzw. anderer benachbarter Gewässer, die während des Ausganges der Eiszeit entstanden sind, erkennen lassen.

Das im Bereich der Lavantablagerungen abgesetzte Quartär weist im allgemeinen eine Mächtigkeit von 15—20 m auf. Den Untergrund bilden die jungtertiären zum Teil mit Kohlenflözen ausgestatteten Ablagerungen, die im Lavanttaler Becken eine Gesamtmächtigkeit von mehr als 1000 m erreichen. Auf die ziemlich gut bekannte Detailstratigraphie soll hier im Rahmen dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden. Ich verweise in diesem Zusammenhang auf die 1952 von Beck-Mannagetta im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt herausgebrachte Arbeit über die „Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales“ und auf die vorhandenen geologischen Bohrprofile des St. Stefaner Kohlenbergbaues.

2. Die Grundwasserverhältnisse von Wolfsberg und Umgebung

Auf Grund der oben gekennzeichneten geologischen Verhältnisse der Umgebung von Wolfsberg ist das Verhalten des Bodens zum Grundwasser in den einzelnen geologisch fixierbaren Räumen des unteren Lavanttaler Beckens sehr verschieden. Zusammenhängende Grundwasseransammlungen finden sich im allgemeinen nur im Bereich der sedimentogenen Ablagerungen des Lavanttaler Beckens und die hydrogeologischen Erscheinungsformen der Grundwasserverhältnisse hängen von den verschiedenen im Jungtertiär und im Quartär erfolgten Ablagerungsverhältnisse im wesentlichen ab.

Von hydrogeologischen Gesichtspunkten ausgehend müssen im Lavanttaler Becken fünf voneinander abweichende Ablagerungszonen unterschieden werden, die ein verschiedenes Verhalten gegenüber dem Grundwasser aufweisen. Es handelt sich um folgende geologische Zonen:

1. Die jüngsten alluvialen Flußablagerungen der Lavant und der Seitenbäche, die aus dem Einzugsgebiet der Sau- und Koralpe ins Lavanttaler Becken entwässern. Im Bereich dieser meist aus Flußsanden und -schotter

bestehenden Ablagerungen finden sich vorwiegend die oberflächennahen Talgrundwasseransammlungen. In der Grundwasserkarte von Wolfsberg (Tafel XXIII) sind diese Verhältnisse der seichten Grundwasserzone (0—2 *m* unter der Erdoberfläche) deutlich erkennbar.

2. Der Ablagerungsraum der älteren alluvialen Flußschotterablagerungen, der in den meisten Gebieten, besonders südlich von St. Stefan, durch eine kleine Terrassenstufe im Landschaftsbild zur Geltung kommt. Dieses Gebiet umfaßt jene Grundwasserzone, die bereits einen unter 2 *m* unter der Erdoberfläche liegenden Grundwasserspiegel aufweist und dadurch die obersten Bodenzonen kaum mehr unter der Einwirkung der Grundwasserreduktion stehen. Der Oberboden zeigt auch eine stärkere Verlehmung und die Bodenbildung steht unter dem Einfluß der klimatogenen Braunerdeentwicklung, wodurch die Sickergeschwindigkeit des Grundwassers im Boden wesentlich herabgemindert und daher eine bessere Filterwirkung erreicht ist. Das Grundwasser dieses Ablagerungsraumes ist für die Wasserversorgung im allgemeinen besser geeignet als jenes unter Punkt 1 zusammengefaßtes oberflächennahes Grundwasser, welches bereits zwischen 0—2 *m* unter der Erdoberfläche anzutreffen ist.

3. Das Gebiet der Stauesedimente, welche westlich der Lavant die Hochterrassenflächen aufbauen. Im O können jene Gebiete zusammengefaßt werden, die von den Terrassenschottern (Unterstufe nach der geologischen Karte von Beck-Mannagetta) aufgebaut sind. Beide Gebiete verhalten sich gegenüber dem Grundwasser gleich. Die Ablagerungen nehmen eine Mächtigkeit von 10—30 *m* an. Die Grundwassertiefe hängt im allgemeinen von der Mächtigkeit der Stauesedimente ab. Im allgemeinen ergibt sich, daß entsprechend dem gegen die Talmitte gerichteten Grundwassergefälle, das mit dem Einfallen und mit der gegen die Talmitte gerichteten Zunahme der Mächtigkeit der Stauesedimente im Zusammenhang steht, eine von der Hangseite der Saualpe gegen die Talmitte sich auswirkende Zunahme der Grundwassertiefe eintritt. Die Verhältnisse sind in der Tafel XXIII entsprechend dargestellt.

4. Das Ablagerungsgebiet der älteren Schotterfächer, deren Ablagerungen zu beiden Seiten des Lavantaler Beckens mit einem gegen die Talmitte leicht geneigten Geländegefälle sich fächerartig ausbreiten und besonders an der NW-Ecke des Beckens und im SO größere Gebiete bedecken. Da es sich um ältere Schotterfächer handelt, sind die obersten Bodenhorizonte stark verlehmt, teilweise stark verdichtet und vernäbt. Das Grundwasser befindet sich besonders in den östlichen Gebieten in größeren Tiefen (7 bis 15 *m* unter der Erdoberfläche). Auch hier hängt die Tiefenlage des Grundwassers von der Mächtigkeit der Schotterablagerungen ab, weil der Untergrund vorwiegend aus wasserundurchlässigen kohlenführenden marinen Ablagerungen besteht und das Grundwasser nach unten entsprechend abtaut.

Zwischen St. Margarethen und St. Michael tritt das Grundwasser verhältnismäßig weniger tief unter der Erdoberfläche auf, weil die Geländeneuunterschiede keine besonderen Höhendifferenzen aufweisen und daher die Grundwassergebiete der Täler und der benachbarten Schotterfächer in der Höhenlage sich gegenseitig beeinflussen.

In den unter 3 und 4 zusammengefaßten Grundwassergebieten ist allerdings das Spiegelniveau des Grundwassers nicht immer einheitlich

und zusammenhängend, weil die der Würmzeit angehörenden Ablagerungen einen häufigen Wechsel zwischen grob- und feinkörnigen Ablagerungen bedingen, die die unterirdische Wasserführung beeinflussen. So treten in den bewaldeten Gebieten zwischen Maildorf und Wolkersdorf oberflächennahe Grundwasseransammlungen auf, die teilweise stark vernäbte oder versumpfte Flächen hervorrufen und gleichzeitig die Bildung von kleineren Torfablagerungen verursacht haben. Der Untergrund besteht dann häufig aus schluffigem Lehm, welcher das Grundwasser unterirdisch abstaut. Meist wird das oberflächennahe Grundwasser durch obertags ab rinnende Gerinne entwässert und es besteht im allgemeinen kein Zusammenhang mit den tiefer liegenden unterirdisch abziehenden Grundwasser.

5. Unter diesen Abschnitt sind jene Gebiete zusammenzufassen, die hauptsächlich das Verbreitungsgebiet der jungtertiären Ton-Mergelschichten betreffen. Diese Ablagerungen wechseln häufig mit Sandstein-einlagerungen, so daß die Grundwasserführung sich auf die grobkörnigen Ablagerungen beschränkt und dadurch in diesen Gebieten auf größere Räume kein zusammenhängender Grundwasserstrom, der von der Oberfläche erschlossen werden könnte, in Erscheinung tritt. Die Strömung des unterirdisch abziehenden Grundwassers folgt dem Einfallen der wasserdurchlässigen jungtertiären sandsteinartigen Horizonte und erreicht im allgemeinen in größeren Tiefen die tieferen Grundwasserstockwerke.

Die Ton-Mergelschichten sind im allgemeinen wasserundurchlässig, so daß nur eine geringe Wassermenge von diesen Bodenschichten aufgenommen werden kann, welche dann als Bodenstauwasser schon in den obersten Schichten des Bodens in Erscheinung tritt und im Boden unangenehme Verdichtungszone und Veruäsungserscheinungen hervorruft.

Ähnliche Feuchtigkeitsverhältnisse sind auch in den obersten Bodenhorizonten der Würmschotterablagerungen häufig zu beobachten und verbreitet. Besonders wo der Verwitterungshorizont alter Schotterfächer und älterer Terrassen auf Grund der hydrologisch ungünstig sich auswirkenden Bodenbildung besondere Bodenverdichtungshorizonte hervorgerufen hat, die sich in einer mehr oder weniger mächtigen teilweise verdichteten Lehmkruste repräsentiert, sammelt sich an der Oberfläche sogenanntes Bodenstauwasser, welches verschiedentlich größere zusammenhängende Gebiete in einen anmoorigen Zustand versetzt hat. Dieses Bodenstauwasser steht nicht direkt mit dem Grundwasser in Verbindung.

Die Strömungsrichtung der unterirdisch abziehenden Grundwasser wird im allgemeinen von dem Verlauf der Täler bestimmt. Im W strömt das Grundwasser durch das Einzugsgebiet des Weissen-, Arling-, Reibergerbach und anderer aus dem Saualpengebiet entspringender kleiner Bachläufe in mehr oder weniger westöstlicher Richtung zum Grundwasserstrom der Lavant ein. Auch aus dem Koralpengebiet ziehen die Grundwasser entlang der kleineren Bachtäler in nordöstlich-südwestlicher Richtung ab und vereinigen sich im Mündungsgebiet mit dem Grundwasserstrom der Lavant.

Der Lavantgrundwasserstrom dringt gemeinsam mit dem aus dem Auental einmündenden Grundwasser bei Wolfsberg in das untere Lavantaler Becken ein und strömt zu beiden Seiten des Flusses nach S ab. Bemerkenswert ist, daß der Grundwasserspiegel besonders zwischen Wolfs-

berg und St. Stefan nicht mit dem Flußspiegel der Lavant gleichsinnig verläuft, sondern etwa 2—3 m unter dem Flußspiegel durchzieht. Es hat den Anschein, daß das aus dem Lavantdurchbruch nördlich von Wolfsberg einmündende Grundwasser nicht die nötige Wassermenge aufzubringen in der Lage ist, die für die Auffüllung der südlich von Wolfsberg abgelagerten 15—20 m mächtigen Flußschotter erforderlich wäre. Auch die von Weissenbach- und Arlingbachtal zuströmenden Grundwassermengen reichen noch nicht aus.

In diesem Zusammenhang erscheint mir die von Beck-Manuagetta gemachte mündliche Mitteilung sehr wichtig, daß bei St. Stefan die Mächtigkeit der fluviatilen Schotter stark reduziert ist, während erst südlich davon dieselbe wieder zunimmt. An dieser Schwelle kommt dann das Grundwasser an den Flußspiegel heran und fließt von dort ab in gleicher Höhe mit dem Flußspiegel der Lavant gegen S ab. Inzwischen ist allerdings der Grundwasservorrat des Lavantflusses ebenfalls mit den von W und O einmündenden Grundwassermengen entsprechend vergrößert, so daß dadurch das Füllbecken von dem Grundwasser vollkommen ausgegützt wird.

Ein engerer Zusammenhang der Grundwasservorräte der Würmterrassen und der benachbart gelegenen Schotterfächer untereinander besteht im allgemeinen nicht. In manchen Fällen wird der Ausgleich durch häufig vorkommende Gefällsstufen überwunden. Dagegen kann der Grundwasserspiegel, welcher im Bereich der Würmterrassen liegt, mit dem Spiegel des alluvialen Grundwasserstromes zusammenhängen, so daß bei der Berührung dieser Gebiete keine besonderen Gefällsstufen zu überwinden sind.

Die Grundwasserschwankungen sind im Lavanttaler Becken im allgemeinen dort am größten, wo die Veränderungen durch die Flußspiegelschwankungen beeinflußt werden.

Die klimatisch und meteorologisch bedingten Einflüsse verursachen Grundwasserschwankungen, die maximal das Ausmaß von 3 m im allgemeinen nicht überschreiten. Es geht selbstverständlich auch kleine Lagen, innerhalb welcher das Grundwasser noch wesentlich größere Schwankungen mitmacht; aber diese Erscheinungen werden häufig durch eine lokal bedingte geologische Situation hervorgerufen, die die normalen Abflußverhältnisse stören. — Es besteht die Möglichkeit wenigstens auf diesem Weg — wenn auch nur in allgemeiner Form — gewisse allgemeingültige Verhältniswerte über die dem Grundwasser zufließende Wassermenge zu gewinnen, die uns in diesem Zusammenhang Aufschluß über die Rolle des Bodens und des Grundwassers zu geben in der Lage sind.

Im Hinblick auf den hydrologischen Charakter des Lavanttaler Beckens, wo etwa 53.5—71.5% der Wassermenge durch die Verdunstung kompensiert wird, ist bemerkenswert, daß die aus den Kristallingebieten der Sau- und Koralpe eindringenden Grundwassermengen einen relativ kleinen Prozentsatz der Niederschlagsmenge ausmacht. Die im Bereich der Kor- und Saualpe fallenden Niederschläge fließen infolge der allgemein bestehenden Undurchlässigkeit der die beiden Gehirgszüge aufbauenden Gesteine entweder oberflächlich ab oder sie sind schon in den Höhen infolge der intensiven Sonnenbestrahlung oder infolge der starken Windeinwirkung der Verdunstung ausgesetzt, weil die metamorphen Kristallgesteine his auf wenige Aus-

nahmen relativ wenig Wasser aufzunehmen und unterirdisch weiterzuleiten in der Lage sind. Diese Erscheinung kommt auch in den hochalpinen Bodenbildungsprozessen sehr deutlich zum Ausdruck. Es gelangt daher wenig Wasser auf unterirdischem Weg in das Grundwasser des Beckens, wodurch auch die Schwankungsintensität der Grundwässer gegenüber den feuchteren Gehieten stark zurücktritt. Die Schwankungen des Grundwassers im Lavanttal werden also hauptsächlich durch die Hochwässer der Flüsse und Bäche oder durch die im Frühjahr in Erscheinung tretende Schneeschmelze hervorgerufen.

Über den Grundwasservorrat der im Lavanttaler Becken vorkommenden tiefer liegenden Grundwasserstockwerke haben wir im allgemeinen noch keine klaren Vorstellungen. Jedoch lassen sich auf Grund der vom St. Stefaner Bergbau durchgeführten Bohrungen gewisse Anhaltspunkte gewinnen, welche Horizonte als wasserführend in Erscheinung treten und in welchen Tiefen dieselben anzutreffen sind.

In dem unter den Lavantflußschottern liegenden Jungtertiär sind besonders die in diesem Schichtkomplex vorkommenden Sandsteine, Sande, Schotter, Konglomerate sowie auch teilweise die sandigen Tone und Mergel wasserführend. Die Mächtigkeit und die Tiefenlage geht wenigstens teilweise aus den Bohrprofilen des St. Stefaner Bergbaues hervor. Im allgemeinen nehmen die jungtertiären Ablagerungen einen durch die Bodentektonik bedingten muldenförmigen Verlauf, so daß die gleichaltrigen Horizonte gegen die Beckenmitte einfallen und an Tiefe zunehmen. Dadurch ist auch die Fließrichtung der tieferen Grundwasserhorizonte bestimmt, die sowohl ein von NW nach SO als auch ein von NO nach SW gerichtetes Gefälle aufweisen.

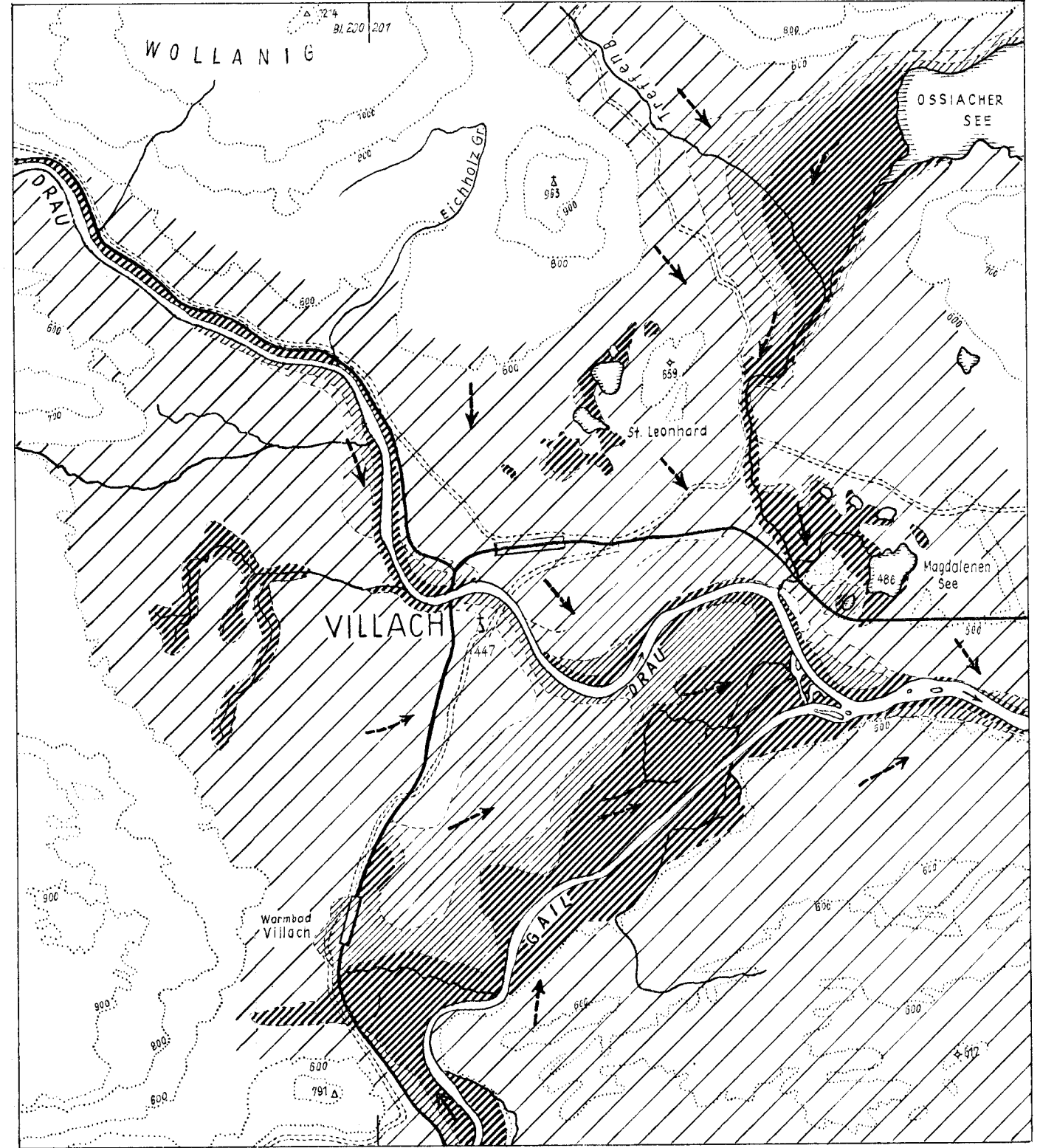
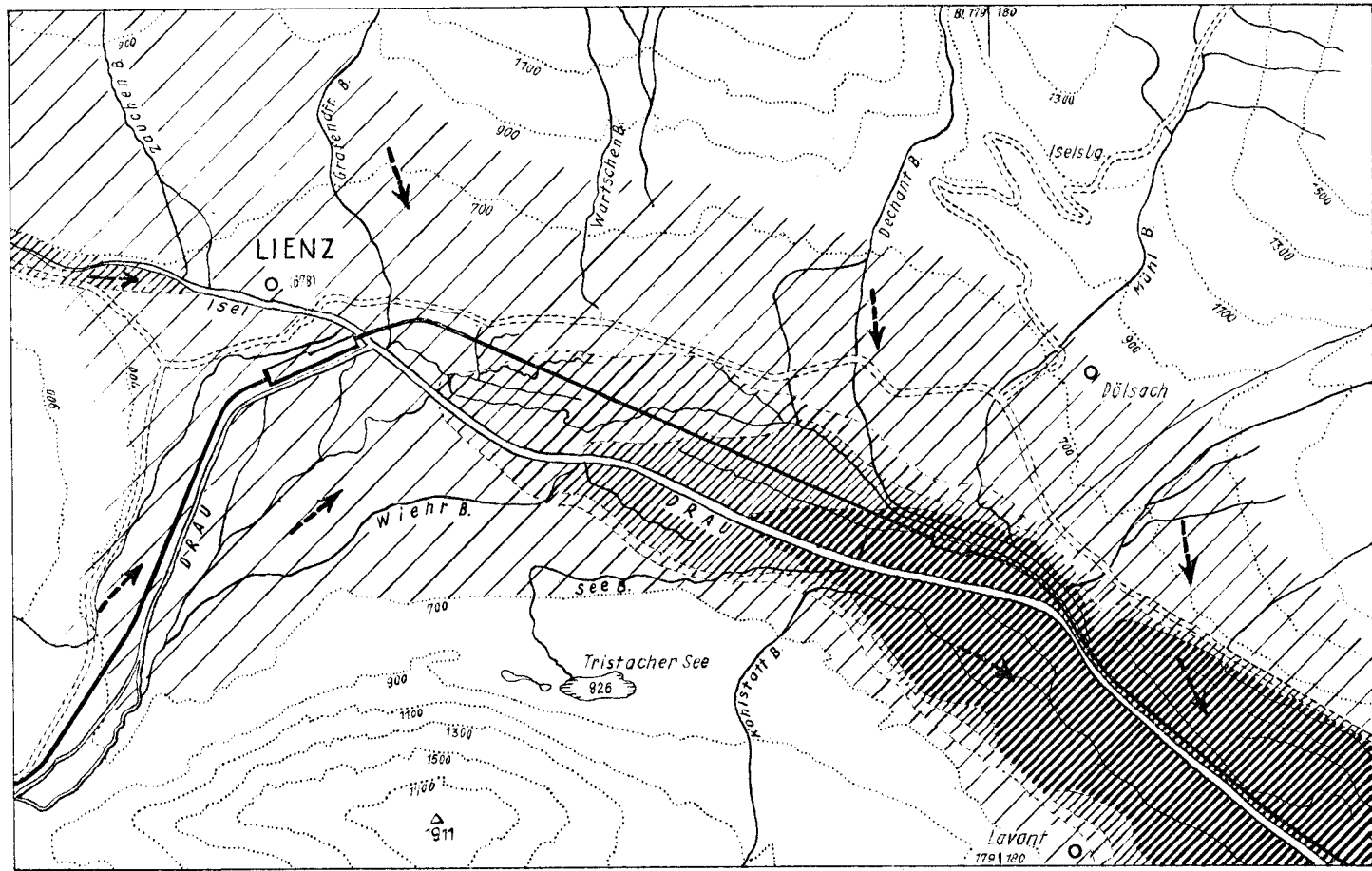
Die vorhandenen Bohrprofile lassen erkennen, daß in diesen Gebieten schon innerhalb der bis 100 m reichenden Tiefenzone unter der Erdoberfläche zwei bis drei Grundwasserstockwerke angetroffen werden können, die mindestens eine Mächtigkeit von 10—20 m erreichen. Die einzelnen Grundwasserhorizonte sind durch wasserundurchlässige tonige Mergelhorizonte getrennt. Besonders das Pliozän weist im allgemeinen mächtigere wasserführende Horizonte auf (Schotter der Wölch, kalkfreie Sande, Schotter des Unterpannons usw.). Im Sarmat und im Obertorton des tieferen Jungtertiärs weisen die tonigen und mergeligen Ablagerungen eine wesentlich größere Mächtigkeit auf. Die wasserführenden Sandeinlagen beschränken sich auf gering mächtige Bänke, die an Mächtigkeit meistens das Ausmaß von wenigen Metern nicht überschreiten.

Auf Grund der Fallrichtung der jungtertiären Ablagerungen im Lavantaler Becken kann auch mit dem Vorkommen von gespanntem Grundwasser gerechnet werden, die bei Erschließung solcher Horizonte an sich eine größere Ergiebigkeit an artesischem Wasser ergeben würde.

Literaturverzeichnis

1. Anderle N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehungen zur alpin-dinarischen Grenzzone. Jb. Geol. B. Anst., Wien 1951, Bd. XCIV (Festband).
2. Beck-Mannagetta P.: Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. Jb. Geol. B. Anst., Wien 1952.
3. Bendel L.: Ingenieurgeologie. Bd. I und II, Wien 1944 und 1948.
4. Brunlechner A.: Das Grundwasser im Becken von Klagenfurt. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Berlin 1893.

5. Conrad V.: *Klimatographie von Österreich. VI. Klimatographie von Kärnten*, Wien 1913.
6. Dachler R.: *Über Sickerwasserströmungen in geschichtetem Material. Die Wasserwirtschaft*, Wien Nr. 33 und 34, 1931.
7. Dachler R.: *Grundwasserströmung*, Wien 1936.
8. Diserens E.: *Vortrag vor der Internat. Bodenkundl. Gesellschaft gehalten am 27. Juni 1929 in Prag*.
9. Donat I.: *Ein Beitrag zur Durchlässigkeit der Sande. Wasserkraft und Wasserwirtschaft* 24, H. 17 (1929).
10. Fauser O.: *Meliorationen*. Berlin 1921.
11. Findenegg I.: *Vergleichende physikalische und biochemische Untersuchungen von Grund- und Quellwässern in Kärnten. Carinthia II, Klagenfurt 1944*.
12. Gerabeck K.: *Die Grundwasserverhältnisse und Quellen Österreichs. Österreichische Wasserwirtschaft*, Wien 1949.
13. Ilg O.: *Kärntner Wasserversorgungsprobleme. Gas, Wasser, Wärme*, Wien 1949.
14. Ilg O.: *Die Wasserversorgung in Kärnten im Blickfeld der Fremdenverkehrsförderung. Gas, Wasser, Wärme*. Wien 1952, Heft 10.
15. Kahler-Steinhäusser: *Die Schwankungen des Grundwasserspiegels in Klagenfurt. Carinthia II, Jg. 61, Klagenfurt 1951*.
16. Keilhack K.: *Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde*. Berlin 1935.
17. Koehne W.: *Grundwasserkunde*. Stuttgart 1948.
18. Kozeny I.: *Über Bodendurchlässigkeit. Die Wasserwirtschaft*, Wien, Nr. 33 und 34, 1931.
19. Kubiens L.: *Entwicklungslehre des Bodens*. Wien 1948.
20. Kubiens L.: *Richtlinien für die Bodenkartierung. (Nicht veröffentlicht.)*
21. Laatsch W.: *Dynamik des Deutschen Acker- und Waldbodens*. Dresden und Leipzig 1938.
22. Nöring F.: *Fragen der Grundwasserchemie in Beziehung zu Oberfläche und Untergrund. Zeitschr. Dtsche. Geol. Ges., Hannover 1951*.
23. Paschinger V.: *Landeskunde von Kärnten und Osttirol. Klagenfurt 1938 und 1949*.
24. Paschinger V.: *Die glaziale Verbauung der Sattnitzsenke in Kärnten. Zeitschr. f. Gletscherkde., Bd. XVIII, H. 1/3, 1930*.
25. Paschinger V.: *Toteislandschaften in Kärnten. Carinthia II, 1936*.
26. Ramsauer B.: *Boden, Bodenfeuchte und Kleinklima als Grundlage für Bewässerungen. Österr. Wasserwirtschaft*, Wien 1949.
27. Steinhäusser: *Langjährige Schwankungen des Abflusses und Niederschlages im Draugebiet verglichen mit der Donau. Carinthia II, Jg. 61, Klagenfurt 1951*.
28. Steinhäusser: *Die Niederschlagsstationen des Hydrographischen Dienstes in Kärnten und Osttirol seit Kriegsende. Carinthia II, Klagenfurt 1950*.
29. Stini J.: *Die Quellen*. Wien 1933.
30. Stini J.: *Zur Kenntnis der Quellen. Geologie und Bauwesen*, Wien 1935.
31. Stini J.: *Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. Jb. Geol. B. Anst., Wien 1937*.
32. Swoboda H.: *Analysen von Kärntner Quell- und Brunnenwässern. Klagenfurt 1906*.
33. Znnker F.: *Das Verhalten des Bodens zum Wasser. Handbuch der Bodenlehre. Bd. VI, Berlin 1930*.
34. *Abflußmengen der österreichischen Gewässer. Hydrologisches Zentralbüro im BMin. f. L. u. F., Wien 1948*.



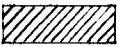
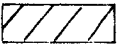



Grundwasserkarten

der Umgebung von Lienz, Villach, Klagenfurt u. Wolfsberg (Tafel XXII u. XXIII)

Entwurf: Dr. N. Anderle, 1954

1 : 50.000

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Grundwasser zwischen 0-2 m unter der Erdoberfläche im Bereich des Alluviums, der Moore u. Sümpfe |  | Grundwasser zwischen 4-7 m unter der Erdoberfläche |
|  | Grundwasser zwischen 2-4 m unter der Erdoberfläche im Bereich des Alluviums |  | Grundwasser tiefer als 7 m unter der Erdoberfläche in alluvialen, diluvialen u. tertiären Ablagerungen |
| | |  | Strömungsrichtung des Grundwassers |

